

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit enthält einige Mittheilungen über die petrographische Natur der auf dem Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz auftretenden Gesteine. Eine vollständige Durcharbeitung des gesammten Materiales war in Anbetracht der Grösse des Gebietes nicht möglich. Als ein petrographisches Supplement, welches in Form eines Anhanges dem von Prof. Dr. *A. Heim* ausgearbeiteten geologischen Texte zu Blatt XIV folgt, mögen diese Zeilen betrachtet werden. Das hohe Interesse, welches die in unserem Gebiete auftretenden Felsarten sowohl in Hinsicht auf die speciell schweizerische Geologie als auch die allgemeine Geologie beanspruchen dürfen, mag die Publication dieser Fragmente rechtfertigen.

Vor ungefähr acht Jahren übergab mir mein hochverehrter Lehrer Herr Professor Dr. *A. Heim* verschiedene Gesteinsproben aus seinem Aufnahmegebiete zur petrographischen Untersuchung. Die ersten Resultate waren wenig befriedigend; ich suchte vor Allem mein Untersuchungsmaterial selbst zu sammeln. Auf diese Weise entstanden meine ersten Publicationen über den Porphyr und die krystallinen Schiefer, sowie über die Eisenerze der *Windgüllengruppe*, ferner über Diabasporphyrite, Melaphyre und Taveyannazsandstein etc. (vgl. Cit. 135, 136, 137, 141, 144, 150, 156). Nachdem ich späterhin noch zu verschiedenen Malen kurze Streifzüge in das Gebiet unternommen hatte, suchte ich im Sommer 1890, im Auftrage der geologischen Commission der Schweiz, während mehreren Wochen meine früheren Aufsammlungen, besonders im nordwestlichen Graubünden, zu vervollständigen. Mein Untersuchungsmaterial ergänzte ich im Weitern, indem ich gemeinsam mit Professor *A. Heim* aus dessen Sammlung typische Stücke aussuchte, namentlich aus Gebieten, die ich selbst nicht habe besuchen können. — Die für unser Gebiet sehr wichtige Gesteinsgruppe des Verrucano konnte beinahe vollständig unberücksichtigt bleiben, weil über diesen Gegenstand von anderer Seite eingehende Mittheilungen zu erwarten sind.

Mit den petrographischen Untersuchungen war ich in den mineralogischen Laboratorien der Universitäten *Strassburg*, *Greifswald*, *Freiburg i./B.* beschäftigt, und nach meiner Uebersiedelung nach *Basel*, wo leider die für petrographische Arbeiten nöthigen Einrichtungen nicht vorhanden sind, verwendete ich mehrmals einige Ferienwochen dazu, um im mineralogischen Institut der Universität *Heidelberg* zu arbeiten, was mir Herr Geheimrath *H. Rosenbusch* in liebenswürdigster Weise gestattete. Den Herren Professoren Dr. *E. Cohen*, Dr. *G. Steinmann* und Dr. *H. Rosenbusch* sage ich für ihr freundliches Entgegenkommen besten Dank.

Basel, Ende Juli 1891.

C. Schmidt.

Inhaltsverzeichnis

zum

Anhang von Lieferung XXV der Beiträge zur geolog. Karte
der Schweiz.

	Seite.		Seite.
Vorwort	III	III. Die Gesteine des Gotthardmassivs (östlicher Theil)	23
I. Petrographische Mittheilungen aus dem Gebiete der Glarner Doppelfalte	1	A. Granitische Gesteine	23
A. Ueber die chemische Zusammensetzung des Lochseitenkalkes	1	1. Protogine	23
B. Melaphyre der Kärpfstock-Gruppe	2	2. Cristallina-Granit	24
II. Die Gesteine des Aarmassivs (östlicher Theil)	6	3. Diorit von Ufiern	25
A. Gesteine aus den Zonen der nördlichen Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite	6	B. Gneisse	25
1. Allgemeines	6	C. Amphibolite	27
2. Amphiboliteinlagerungen	7	D. Weitere Gesteine aus der Gipfelzone Medel-Gaglianera-Cavel	28
3. Porphyrgerölle von der Röthi am Tödi	8	1. Sericitischer Schiefer von der flachen Decke des Protogines am Sutgatsche-Gletscher	28
B. Gesteine aus der Granitgneisszone	9	2. Quarzporphyrschiefer	28
1. Biotit-Protogine	9	IV. Die Gesteine des Adulamassivs	30
2. Hornblende-Protogine	12	A. Der Adula-Gneiss	30
3. Granitische Ganggesteine	14	B. Einlagerungen im Gneiss	34
C. Gesteine aus dem Muldenzug des Tavetsch	14	1. Granatführende Muscovit-schiefer	34
1. Die sericitischen Schiefer	15	2. Amphibolite	35
2. Amphibolite und Diorite	16	a. Eklogitartige Gesteine	35
a. Alp Puntaiglas	16	b. Strahlstein-Epidot-Schiefer	36
b. Ruseinbrücke	17	3. Marmore	37
c. Medelserschlucht	19	4. Nachtrag. Gesteine aus dem Zapporththal	37
3. Carbonische Schiefer von Curalgia	20	V. Ueber die petrographische Natur der Bündnerschiefer	39
a. Die Kalksericitschiefer	20	A. Die grauen und schwarzen Bündnerschiefer	39
b. Grünlichgraue Ottrelithschiefer	20	1. Graue, körnige Kalkphyllite	40
c. Kohlige Schiefer	21	2. Schwarze, feldspathführende Chloritoidschiefer	40
D. Krystalline Schiefer von Vättis	21		

	Seite.		Seite.
3. Marmore	41	3. Grüne Schiefer vom Brenn-	
4. Schwarze, dünnstiefrige		hof bei Nufenen	59
Kalke und Echinodermen-		4. Grüne Schiefer von Vals . . .	60
breccien	41	5. Bemerkungen über die Ent-	
5. Schwarze Clintonitphyllite .	42	stehung der grünen Bündner-	
6. Zoisit- und Granatphyllite .	44	schiefer	61
a. Zoisitphyllite	44	C. Die jurassischen Gesteine von Bonaduz .	64
b. Granatphyllite	46	1. Oxfordschiefer	64
7. Granat-Zoisithornfelse . . .	47	2. Eisenoolithe des Callovien .	66
8. Graphitoidfreie Glimmer-		3. Echinodermenbreccien des	
schiefer	48	mittleren Doggers	67
a. Quarzfreie Glimmerschiefer . .	49	4. Anhang. Ueber die Natur des	
b. Quarzföhrende Glimmerschiefer .	51	sogenannten Chamoisites in	
c. Staurolith-Glimmerschiefer . . .	52	alpinen Eisenoolithen . . .	67
9. Quarzite	53	D. Schlussbemerkungen über die Natur der	
10. Chemische Analysen von		Bündnerschiefer	69
grauen und schwarzen Bünd-			
nerschiefern	54	VI. Gesteine aus dem Thalgebiet von	
B. Die grünen Bündnerschiefer	56	Schams	73
1. Gabbro, Diabas und Variolit		A. Krystalline Einlagerungen und polygene Con-	
vom Piz Curver	56	glomerate in den Kalkstöcken von Schams	73
a. Gabbro	56	B. Der Rofnaporphyr	74
b. Diabase	57	Erklärung zu Tafel VIII (Mikrophotographien) .	77
c. Variolite	57		
2. Grüne Schiefer von Alp Star-			
lera (Avers)	58		

NB. Die im Text gegebenen Literaturnachweise sind mit den Citationsnummern versehen, welche das vorne im ersten Theil dieser Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz enthaltene Literaturverzeichnis angibt.



I.

Petrographische Mittheilungen aus dem Gebiete der Glarner Doppelfalte.

A. Ueber die chemische Zusammensetzung des Lochseiten- kalkes.

Nach der Anschauungsweise von *A. Escher v. d. Linth* und *A. Heim* ist die zwischen hangendem Verrucano und liegendem Eocän eingeklemmte Kalkschicht an der *Lochseite* bei *Schwanden* als mechanisch reducirter Hochgebirgskalk zu deuten. Gegen diese Anschauung erhebt *Pfaff*¹⁾ Bedenken, welche sich auf die chemische Zusammensetzung dieses Kalkes stützen. *Pfaff* fand nämlich in einer «von ihm selbst an der Lochseite geschlagenen Probe» 46,39 % in Salzsäure unlöslichen Rückstand.

Nach den Daten der chemischen Analyse und mikroskopischen Untersuchung hält *Pfaff* den sogen. Lochseitenkalk für ein Mittelding zwischen Kalk und Schiefer und erklärt denselben als wesentlich verschieden von Hochgebirgskalk.

Dieses Resultat veranlasste mich, einige Analysen von ächtem Hochgebirgskalk, von verschiedenen Vorkommnissen von Lochseitenkalk, sowie einer Probe von Röthidolomit auszuführen. In folgender Tabelle sind die Resultate zusammengestellt.

Fundort.	I. Firnalpeli b.Engelberg.	II. Karrenalp, Kt. Glarus.	III. Bösbächi am Glärnisch.	IV. Täschbach bei Engelberg.	V. Saasberg.	VI. Foostock.	VII. Richetlipass.	VIII. Lochseite.
Petro- graphische Beschaffen- heit.	Röthi- dolomit.	Kieselige Con- cretion in Hochgebirgs- kalk.	Hochgebirgs- kalk, dünn-schiefrig.	Hochgebirgs- kalk, massig.	Lochseiten- kalk, dünn- schiefrig.	Lochseitenkalk, grau, marmorartig, in parallel- epipedische Stücke zerfallend.		Lochseiten- kalk, marmor- artig, streifig gewunden.
Mächtigkeit	—	—	400—600 m.		circa 50 m.	24 m.	18 m.	$\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ m.
Unlöslich in HCl.	1,31	56,13	4,29	0,41	4,48	0,67	3,74	8,56
Fe ² O ³ Al ² O ³	1,74 0,70	} 0,85	} 1,03	} 0,35	} 0,81	} 0,28	} 0,32	} 3,12
CaCO ³	55,12	41,62	93,96	97,67	93,38	98,05	95,05	66,75
MgCO ³	40,88	1,77	0,77	0,87	1,36	1,08	0,80	21,61
	99,75	100,37	100,05	99,30	100,03	100,08	99,91	100,04

¹⁾ Vgl. Cit. 96.

Mein Befund zeigt für Lochseitenkalk von der *Lochseite* selbst eine so grosse Abweichung von den Daten der Analyse, die *Pfaff* veröffentlichte, eine derartige Uebereinstimmung hingegen mit meinen Analysen von Lochseitenkalk anderer Localitäten, dass die Vermuthung berechtigt erscheint, *Pfaff* hätte nicht typischen Lochseitenkalk, sondern solchen aus den tiefsten Lagen analysirt, wo häufig eine innige Verknüpfung von Kalk und Flysch beobachtet wird. Es ist wohl möglich, dass dort die Verbindung beider gelegentlich eine so innige ist, dass in der That ein Mittelding zwischen Kalk und Schiefer entsteht. An der Grenze von Lochseitenkalk gegen Verrucano kann übrigens auch eine Einknetung von Röthidolomit in Malm den Mg-Gehalt des Lochseitenkalkes erhöhen.

Die obenstehende Tabelle zeigt deutlich, dass der Lochseitenkalk in seinen verschiedenen Mächtigkeiten, die jeweilen ein Mass für den Betrag der Auswalzung geben können, in Beziehung auf chemische Zusammensetzung von normalem Hochgebirgskalk nur unbedeutend abweicht. Dem grössern Gehalt an Magnesia und in Salzsäure unlöslicher Substanz des Kalkes von der Lochseite selbst ist wohl für die Altersbestimmung desselben kaum principielle Bedeutung beizumessen ¹⁾.

B. Melaphyre der Kärpfstockgruppe.

Basische Eruptivgesteine sind ausser den Diabasen von *Iberg* und *Griesbachtobel* innerhalb des Nordabhanges der Centralalpen noch aus der *Kärpfstockgruppe* (zwischen Sernft und Linth, Kt. Glarus) bekannt geworden ²⁾. Nach *A. Heim* ³⁾ bilden dieselben dort bis 80 m. mächtige Lagergänge in Verrucano und greifen niemals über die Grenzen desselben in jüngere Bildungen ein. *Heim* überliess mir das in der Züricher Sammlung vorhandene, von *A. Escher* gesammelte Material zur Untersuchung. Die vorliegenden Handstücke lassen sich nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung zu zwei Gruppen vereinigen.

Die bräunlich-violett gefärbten Gesteine der ersten Gruppe zeigen verschiedenartigen Habitus. Meist sind sie von mannigfach gestalteten Blasenräumen durchzogen, welche theils noch leer sind, theils ausgefüllt, so dass typische Mandel-

¹⁾ *A. Heim* hat, nach gefälliger Mittheilung, von der *Lochseite* selbst Probestücke der obersten Theile des Lochseitenkalkes und solche der unteren auf das Verhältniss von Mg und Ca geprüft und dabei stets gefunden, dass ein höherer Magnesiumgehalt nur dem obersten, dicht unter dem Verrucano anklebenden Theile der Lochseitenkalkbank angehört. Diese oberen Theile wittern zudem häufig gelblich an. *Heim* glaubt, dass eben hier auch oft noch etwas Röthidolomit mit verknüpft ist, und dass demselben dieser Magnesiumgehalt zuzuschreiben ist. Zwei Proben von Lochseitenkalk aus dem untersten Theil des Lagers an der *Lochseite*, weissgrau anwitternd, enthielten 97 bis 98 % CaCO₃. Uebrigens gibt es auch im Hochgebirgskalk dolomitische Partien.

²⁾ Vgl. Cit. 141.

³⁾ Vgl. Cit. 79 und Cit. 141.

steine resultiren. Eine dritte Varietät ist dicht, zeigt Anlage zu schiefriger Structur und enthält olivengrüne, glänzende Putzen von Serpentin. Nester und Schnüre von Calcit treten gelegentlich in allen Varietäten auf.

Die von der übrigen Gesteinsmasse scharf getrennten Mandeln sind 2—5 mm. gross und weiss oder grasgrün gefärbt. Beim Betupfen mit Salzsäure brausen sie nicht. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass dieselben ihrer Hauptmasse nach aus dicht aneinander liegenden, breiten Plagioklasen bestehen. In den centralen Theilen der Mandeln treten grüne, radialfaserige Bündel eines durch Salzsäure nicht zersetzbaren Minerals hinzu. Die einzelnen Fasern zeigen Querabsonderung und sind stark pleochroitisch (die parallel der Längsausdehnung schwingenden Strahlen sind gelblichgrün, die senkrecht dazu schwingenden fast farblos). An einigen, mehr vereinzelt liegenden Fasern wurden Auslöschungsschiefen bis zu 15° gemessen. Da schliesslich Kieselfluss-säure-Präparate hauptsächlich Magnesiumsalze lieferten, so kann dieses grüne Mineral wohl nur als Hornblende gedeutet werden. Infolge ihrer mineralogischen Zusammensetzung (Plagioklas und Hornblende) sind diese Mandeln wohl als ursprüngliche Bildungen aufzufassen.

Nach dem mikroskopischen Befunde ist der Hauptgemengtheil der vorliegenden Gesteine ein Plagioklas, welcher nach der geringen Auslöschungsschiefe der Oligoklasreihe anzugehören scheint. Er bildet Aggregate wirr durcheinander liegender, meist langer, schmaler, seltener gedrungener Leisten. In den Mandelsteinen zeigen letztere in der Nähe der Mandeln fluidale Anordnung, indem sie mit ihrer Längsrichtung den Contouren der ursprünglichen Blasenräume folgen.

Die Zersetzung der Gesteine ist meist schon so weit fortgeschritten, dass eine sichere Bestimmung der übrigen Gemengtheile nicht mehr möglich ist. Nach Wegätzen der in grosser Menge im Schliff überall vertheilten opaken Substanzen erkennt man zwischen und als Einschlüsse in den Plagioklasleisten Aggregate schwach grünlich-brauner, lebhaft polarisirender, rissiger Körner, welche wohl theils primärer Augit, theils secundärer Epidot sind. Eine Varietät, welche aus der Nähe des *Milchsee's* stammt, enthält Augit, der in Form von Einsprenglingen auftritt.

Schon makroskopisch wahrnehmbare, dunkelbraune, glänzende Körner scheinen nach den Umrissen und nach ihrem Habitus im Dünnschliff auf ganz zersetzten Olivin zu deuten. Das Umwandlungsproduct desselben ist aber nicht der gewöhnliche Serpentin, sondern zeigt vielmehr die grösste Aehnlichkeit mit dem Bastit, welcher jedoch bis jetzt nur als Pseudomorphose nach eisenarmen, rhombischen Pyroxenen erwähnt wird. Das Mineral besteht aus parallel liegenden Fasern, welche in der Regel senkrecht zur Längsausdehnung des ursprünglichen Olivins stehen. Die Faserbündel löschen einheitlich parallel aus und zeigen niedrige Interferenzfarben (gelb und grau I. Ordnung). Die Längsrichtung der Fasern entspricht der Axe kleinerer Elasticität. Dieselben sind beinahe farblos, wenn das Licht senkrecht, gelblichbraun, wenn es parallel zur Längsausdehnung schwingt; es stimmt also das vorliegende Mineral auch in Beziehung auf Doppelbrechung und Pleochroismus mit Bastit überein. Spaltungsblättchen nach $\infty \dot{P} \infty$ (010) konnten wegen der Kleinheit der Individuen nicht untersucht werden.

Die zu einer zweiten Gruppe vereinigten Gesteine sind von grünlicher Farbe und enthalten weder Blasenräume noch Mandeln. *Escher* bezeichnet sie als *Spilit* oder als «grünliche *Porphyrschiefer*».

In der dichten Grundmasse liegen zerstreut braune, glänzende Körner von zersetztem Olivin oder hirsekorn- bis erbsengrosse Partien von schwärzlich-grünem Serpentin.

Der Olivin zeigt unter dem Mikroskop Maschenstructur und ist unter Ausscheidung grösserer Chloritblättchen vollständig in serpentinarartige Substanzen zersetzt. Wie in den Gesteinen der ersten Gruppe bildet der in Form langer, schmaler Leisten auftretende Plagioklas den Hauptgemengtheil. Die Individuen sind oft so stark zersetzt, dass die sonst so scharfe Begrenzung der Leisten vollständig verschwindet.

Basische Gemengtheile treten in diesen grünen Varietäten ziemlich reichlich auf.

Augit bildet auch hier Häufchen kleiner, rissiger Körner. Er ist farblos oder schwach bräunlich gefärbt, zeigt keinen Pleochroismus, lebhafte Interferenzfarben und Auslöschungsschiefen bis zu 40°. Die secundär entstandenen Epidotkörner sind gewöhnlich grösser als der Augit und lassen sich durch intensive Färbung, Pleochroismus und Spaltung leicht von demselben unterscheiden. Den Gesteinen dieser zweiten Gruppe ist der Gehalt an grösseren Chloritblättchen eigenthümlich. Dieselben sind stark pleochroitisch und zeigen die charakteristischen stahlblauen Interferenzfarben. In den am meisten zersetzten Varietäten finden sich ausserdem reichlich Fasern einer sehr lichten Hornblende.

Sämmtliche Melaphyrvarietäten des *Kärpfstockgebietes* sind ausgezeichnet durch nicht sehr bedeutenden Gehalt an Olivin. Porphyrische Structur ist nicht sehr deutlich entwickelt. In Form von Einsprenglingen tritt meist nur Olivin, seltener auch Augit auf. Die Structur des Gesteins ist hyalopilitisch bis panidiomorph körnig. Glasbasis konnte nicht aufgefunden werden, was sich eventuell durch den hohen Grad der Zersetzung dieser Gesteine erklären lässt. Die vorliegenden Melaphyre schliessen sich an den Weiselbergittypus (*Rosenbusch*) an.

Die mit jedem Handstück wechselnde Structur weist darauf hin, dass mannigfache Uebergänge sich finden, deren Natur nur durch genaue Localuntersuchungen festgestellt werden kann. Ein Vergleich der recht genauen Fundortsangaben der einzelnen von *Escher* gesammelten Stücke mit der topographischen Karte zeigt, dass mehrmals Gesteine beider Gruppen an ein und derselben Stelle vorkommen.

Anhang. Als erratische Blöcke sind im ganzen *Linthgebiet* Melaphyre sehr verbreitet. Ich fand bei *Engi* Varietäten, welche mit Gesteinen der ersten Gruppe genau übereinstimmen.

Die als Melaphyre bezeichneten Gesteine, welche zu beiden Seiten des *untern Zürichsee's* in den verschiedenen Moränen des alten Linthgletschers sich finden, sollen ebenfalls vom *Gandstock* in der *Kärpfstockgruppe* stammen¹⁾. Sie sind von bräunlich-violetter Farbe und enthalten Calcitadern, sowie zahlreiche, aus Calcit und chloritischen Substanzen bestehende Mandeln.

¹⁾ Vgl. *Wettstein*, Geologie von Zürich und Umgebung, pag. 15 u. f.

Der Habitus dieses erratischen Melaphyrs ist auffallend constant. Unter dem Mikroskop lassen sich Ueberreste von porphyrtartigen Olivinen nachweisen. Als Zersetzungsproduct derselben tritt neben Eisenoxydhydraten der oben bestimmte faserige Bastit auf.

Nur in einzelnen Fällen erkennt man im Dünnschliffe ausgeprägte porphyrische Structur, indem scharf begrenzte Feldspathleisten — meist nicht polysynthetische Zwillinge — als Einsprenglinge hervortreten; in der Regel aber besteht das Gestein hauptsächlich aus einem Gemenge wirr durcheinander liegender Oligoklasleisten in wechselnder Grösse. Zwischen denselben liegen, innig gemengt mit reichlichen Eisenhydroxyden, Aggregate von Augit- und Epidotkörnern, welche nach dem Aetzen des Schliffes hervortreten. Ausserdem finden sich winzige, lichtgrüne Fasern, die nach Pleochroismus und Auslöschungsschiefe als secundäre Hornblende gedeutet werden können.

Es ist bemerkenswerth, dass diese sämtlichen erratischen Melaphyre, welche ich in der Umgebung von *Zürich* sammelte, alle unter sich fast vollständig übereinstimmen, aber mit keinem der Escher'schen Stücke vom Anstehenden ganz identisch sind.

II.

Die Gesteine des Aarmassivs (östlicher Theil).

A. Gesteine aus den Zonen der nördlichen Gneisse, der Sericitgneisse und Phyllite.

1. Allgemeines.

Auf vereinzelte specielle Beschreibungen von Gesteinen, welche der nördlichen Zone krystalliner Gesteine des Aarmassivs (*Gn.* und *Sc.* der Karte) angehören, möchte ich hier verzichten, leider vermag ich auch nicht eine eingehende Gesamtdarstellung dieser Gesteinsarten zu geben. Im Gebiet von Blatt XIV treten dieselben ziemlich genau in der gleichen Entwicklung auf, wie in den westlichen Gegenden (Bl. XIII), von wo sie durch die Untersuchungen von *Baltzer* bekannt geworden sind. Einige Varietäten aus diesem Gebiete, sowie aus dem *Maderanerthale* wurden von mir mikroskopisch untersucht.¹⁾

Normale Gneisse finden sich zwischen *Silenen* und *Erstfeld*, denselben entsprechen auf dem Gebiete von Blatt XIII die Gneisse im Hintergrund des *Gornerenthales* und der *Kleinalp*. Die grosse Zahl der Gesteine der nördlichen Zone sind als «sericitführende Biotitgneisse, Sericitchloritgneisse, Sericitgneisse und Sericitschiefer» zu bezeichnen. — Derartige Gesteine besitzen alle nicht mehr ihre ursprüngliche Beschaffenheit, die Ursache ihrer Veränderung ist in erster Linie die Dynamometamorphose; sie können sich aus ächten Gneissen, aus Grauwacken und Thonschiefern und auch aus quarzporphyrartigen Gesteinen entwickelt haben.

Bei allen diesen Umwandlungen gehen mit mechanischer Zertrümmerung der Gemengtheile chemische Umsetzungen, Neubildung von Mineralien Hand in Hand. Bei der Metamorphose von Gneissen z. B. beobachtet man folgende Erscheinungen: Quarz wird in Lösung gebracht und scheidet sich wieder aus; an Stelle des Biotites tritt Chlorit, Muscovit und Epidot; die Feldspathsubstanz wird in feinfaserige Aggregate von Sericit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz umgewandelt; häufig

¹⁾ Vgl. Cit. 148, p. 31, 32, 38, 39, 40 und 164, ferner Cit. 135, p. 407.

beobachtet man neugebildete, krystallographisch begrenzte Individuen von Albit. Je stärker diese Umwandlungsphänomene in ihrer Gesamtheit sich entwickeln, um so schieferiger und feinkörniger werden die Gesteine, so dass in der That normaler, flaseriger Biotitgneiss das Anfangsglied, Sericitschiefer das Endglied einer geschlossenen Reihe darstellt.

Während also einerseits manche der in Rede stehenden Gesteine mit einiger Wahrscheinlichkeit als sericitische Facies normaler Gneisse aufgefasst werden können, ist andererseits, wie bereits erwähnt, nicht ausser Acht zu lassen, dass auch ursprünglich klastische Sedimente, wie Grauwacken und Thonschiefer, zu ganz analogen Producten umgebildet werden können, und in der That fehlt es nicht an Anhaltspunkten für die Annahme, dass in dem Complex der «nördlichen Gneisse» derartig umgebildete Sedimente weit verbreitet sind, indem Uebergänge in unverkennbare Conglomerate und Thonschiefer wohl zu finden sind. Eine Trennung des gneissartigen Verrucano (Vgn. der Karte) von derartigen, auf der Karte mit *Sc*, wohl auch mit *Gn* bezeichneten Gesteinen dürfte in der That recht oft schwer durchzuführen sein. (Vgl. Theil I, p. 98.)

Schliesslich muss betont werden, dass in stark gefalteten Gebieten schiefrige, sericitreiche Quarz-Feldspath-Gesteine von mehr oder weniger feinem Korn auch aus Granit- oder Quarzporphyren entstanden sein können. Solche «Porphyroide» sind mir vom Südrhang des *Maderanerthales* z. B.¹⁾ bekannt geworden (S. 415 und 434). Es wird die Aufgabe künftiger Untersuchungen sein, festzustellen, in wie weit diese sericitischen Gesteine der nördlichen Zone in genetisch verschiedene Unterabtheilungen gesondert werden können.

2. Amphiboliteinlagerungen.

Durch die ganze Länge des Aarmassivs, vom *Lötschenthal* bis in die *Val Frisal*, sind innerhalb der gneissartigen Gesteine langgestreckte Einlagerungen von Hornblendegesteinen entwickelt, welche in gewissen Zonen reichlicher sich einstellen. Vom Westabhang des Lötschenthales bis zum Finsteraarhorn bilden dieselben einen zusammenhängenden Zug, eingeklemmt zwischen Sericitschiefern und Protoginen. (Vergl. meine petrographischen Diagnosen in *Fellenberg*, diese Beiträge, Bd. XXI 1, p. 65 ff.) Weiter östlich, auf Gebiet von Blatt XIII, hat *Baltzer* ihre Verbreitung verfolgt. Neben selbständig auftretenden einzelnen Linsen, wie sie z. B. im *Triftgebiet* am *Thältistock* in typischer Entwicklung sich finden,²⁾ bilden die Hornblendegesteine einen zusammenhängenden, bis 1 km. breiten Streifen vom Haslithal bis ins Gornerenthal. Die mannigfach ausgebildeten Amphibolgesteine des *Maderanerthales* sollen die Fortsetzung dieses Zuges bilden. Die Maderanerthaler-Amphibolite ihrerseits setzen sich ebenfalls weiter nach Westen fort über die Sandalp an den Bifertenbach bis in den Limmernboden. Repräsentanten dieser Zone habe ich bereits früher beschrieben und begnüge mich hier mit dem Hinweis auf jene Mittheilungen.³⁾

¹⁾ Vgl. Cit. 135, p. 415 und 434.

²⁾ Petrographische Diagnose in Cit. 148, p. 172.

³⁾ Vgl. Cit. 135, p. 409—414.

Eine andere Zone von Hornblendegesteinen findet sich weiter südlich auf der Grenze zwischen sericitischen Schiefern und Protoginen in *Val Rusein und Val Cavardiras*. Die hier auftretenden Amphibolite (Vgl. Taf. I, Prof. Nr. 3 und 4) zeigen genau dieselben Structureigenthümlichkeiten wie diejenigen des Maderanerthales. Schieferige und richtungslos körnige, feinkörnige und grobkörnige Varietäten treffen wir nebeneinander, hornblendearme und hornblendereiche Partien sondern sich in gewundenen Streifen, knollenförmig häuft sich oft die Hornblende an. — In den mikroskopisch untersuchten Proben erscheint die Hornblende in Form kurzer gedrungener Leisten. Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind häufig. Die Färbung ist licht (b und c = schmutzigbräunlichgrün, a = beinahe farblos). Der Feldspath ist in hohem Grade zersetzt, es scheint vorwiegend Orthoklas vorhanden zu sein. Vereinzelte Quarzkörner dürften secundären Ursprunges sein.

3. Porphyngerölle von der Röthi am Tödi.

Das interessanteste Porphyrvorkommen auf dem Gebiete von Blatt XIV ist dasjenige an den *Windgällen*. Eine eingehende Beschreibung desselben publicirte ich im neuen Jahrbuch für Mineralogie etc., Beil., Bd. IV (Vergl. ferner «Zur Geologie der Schweizeralpen», Cit. 150, p. 43). — Ich habe hier noch die petrographische Beschreibung eines dem rothen, grobkörnigen Windgällenporphyr nahestehenden Gesteines nachzuholen, welches *A. Heim* in den Schutthalden der *Röthi* am *Tödi* gefunden hat. (Vgl. Cit. 135, p. 439.) —

Das Gestein ist etwas schiefrig gequetscht, grobkörnig und von rothbrauner Farbe. Es besteht aus grossen, tafeligen, durch Eisenoxydhydrat getrübten Feldspathen, runden rissigen Quarzkörnern und schmutziggrünen Sericitfasern. Eine Grundmasse ist makroskopisch nicht wahrnehmbar. Im Dünnschliff erscheinen die Feldspathleisten beliebig gegeneinander orientirt und häufig in einzelne Stücke zerrissen. Es ist vorzugsweise Plagioklas vertreten. Sericitische Aggregate sind als Zersetzungsproduct des Feldspathes sehr verbreitet. (Vergl. Cit. 135, p. 417.) Quarz ist reichlich vorhanden, die ursprünglich einheitlichen Körner sind in zackig begrenzte Stücke zermalmt. Recht häufig lassen sich die Reste eines dunkeln Glimmers, welcher unter Ausscheidung opaker Eisenoxydhydrate in Muscovit umgewandelt ist, nachweisen. Auch unter dem Mikroskop lässt sich keine Grundmasse auffinden.

Obwohl das vorliegende Gestein kein Porphyr, sondern ein glimmerarmer, grobkörniger Granit ist, so steht es doch offenbar dem Windgällenporphyr sehr nahe und zwar den von mir als Typus I beschriebenen, rothen Mikrograniten, von denen es sich, ausser durch das Fehlen der Grundmasse, durch etwas grössern Quarzgehalt und das Auftreten von Biotit unterscheidet. Ich fasse dasselbe als eine granitische Facies des Windgällenporphyrs auf und glaube, dass auch innerhalb des Carbons am Nordabhang des Tödi, gleich wie an der Windgälle, Porphyre anstehend sich finden müssen.

B. Gesteine aus der Granitgneisszone.

1. Biotitprotogine.

Im Ostflügel des Aarmassivs vom Reussthal bis zum *Puntaiglasgletscher* und *Val Frisal* treffen wir eine im Westen circa 8, im Osten nur noch circa 2 km. breite Zone von meist bankförmig abgesonderten granitischen Gesteinen (*Pr. Gr. Sy.* der Karte). Die mit *Gr.* und *Pr.* bezeichneten Gesteine sind genetisch zu vereinigen, es sind selten normale, meist durch Gebirgsdruck veränderte Biotitgranite, während die mit der Signatur *Sy.* versehenen Gesteine analoge Hornblende-Biotitgranite sind. Infolge der eigenthümlichen dynamometamorphen Facies, in welcher alle diese Tiefengesteine auftreten, sind dieselben seit Alters mit besonderen Namen: Protogin, Alpengranit, Bankgranit, Granitgneiss etc. bezeichnet worden. Ich möchte dem ersten den Vorzug geben und bezeichne als Protogin¹⁾: Dynamometamorphe Granite, welche vorzugsweise in den alpinen Centralmassiven auftreten, meist in circa metermächtige Bänke abgetheilt sind, häufig eine an Gneisse erinnernde Parallelstructur besitzen und durch eine Reihe eigenthümlicher Mineralneubildungen charakterisirt sind. Weitaus vorherrschend sind Biotitgranite mit porphyrtartig hervortretenden weissen Feldspathkrystallen (Orthoklas und Mikroklin), während ein saussuritisch getrübler Plagioklas in Form kleinerer Körner vorhanden ist. Sehr reich an Glimmer sind die Protogine wohl nie. Der dunkel schwärzlichgrüne Biotit häuft sich charakteristisch fleckenartig an, er ist selten krystallographisch begrenzt und meist zu einzelnen Blättern und Schuppen auseinandergezogen. Spaltblättchen sind kaum mehr elastisch. Als ein besonders augenfälliges Kennzeichen, welches die Protogine von den normalen Graniten unterscheidet, wird von allen Autoren der zuckerkörnige Quarz erwähnt, welcher zu feinkörnigen Linsen und Schnüren, die zwischen den Feldspathindividuen sich hindurchwinden, angehäuft ist²⁾. In gleicher Weise den Habitus dieser Gesteine bedingend sind zusammenhängende gewundene Häute von graulichgrünem Sericit, sowie feinschuppige Aggregate eines lichtgrünlichen Muscovites. Eine Analyse desselben ist leider noch nicht vorhanden. In Beziehung auf seine physikalischen Eigenschaften zeigt er grosse Aehnlichkeit mit dem in den Adula-Gneissen herrschenden, von *Wülfig* analysirten Phengit (vgl. Cit. 138). Die Menge dieser Kaliglimmer ist grossen Schwankungen unterworfen, je schiefriger das Gestein ist, um so grössere Verbreitung erlangt der feinschuppige Muscovit oder die Sericitflaser. Gelegentlich sind in kleinen Körnern Granat, Eisenkies und Titanit makroskopisch zu erkennen.

Die mikroskopische Untersuchung einer grossen Reihe von verschiedenen Protoginvarietäten ermöglicht es, festzustellen, in wie weit Structur und mineralogischer

¹⁾ Vgl. *Jurine*, Journal des mines, XIX, 372.

²⁾ Vgl. *Leop. v. Buch*, in Leonhard, Mineralog. Taschenbuch, 1824, p. 393.

Bestand dieser Gesteine secundär sind; wir vermögen zu erkennen, welchen Verlauf die in den verschiedenen Varietäten ungleich weit vorgeschrittene Um- und Neubildung von Mineralien zu nehmen pflegt, und in der Weise gelangen wir dazu, uns eine bestimmte Vorstellung über die Natur des ursprünglichen Gesteines zu machen.

Indem ich auf die speziellen Diagnosen von Protoginen hinweise¹⁾, möchte ich hier nur hervorheben, dass unter dem Mikroskop die mechanische Deformation und stoffliche Umwandlung der Protogin-Mineralien hauptsächlich in folgenden Zügen sich zu erkennen gibt.

Die Feldspathindividuen sind häufig randlich in einzelne Stücke zertrümmert oder von klaffenden Sprüngen, auf welchen Quarz und Sericit sich ansiedelt, durchsetzt. Immer ist sowohl Orthoklas als Plagioklas, vorzüglich aber letzterer, durch Zersetzungsproducte getrübt, und häufig erscheinen beide vollständig aufgelöst in ein Aggregat von Sericitfasern, grössern Muscovitblättchen, Epidot- und Zoisitsäulchen, Quarzkörnern und Sillimanitfasern. In solchen Aggregaten ist theils die ursprüngliche Feldspathgestalt noch erhalten, theils sind sie zu Linsen ausgezogen.

Namentlich schön lässt sich nachweisen, wie die zuckerkörnigen weissen Quarzlinsen der Protogine durch Zertrümmerung aus normalem grobkörnigem Granitquarz entstanden sind. Die Anfangsstadien dieser Umwandlung bestehen darin, dass grosse einheitliche Körner rissig werden; die gegen einander gepressten Theilstücke zeigen optische Störungen, wie undulöse Auslöschung und verschwommene Streifensysteme, welche an polysynthetische Zwillingsbildung erinnern; annähernd isotrope Schnitte liefern das Interferenzbild zweiaxiger Krystalle. Die weitere Zertrümmerung beginnt immer am Rande der Körner, dabei werden die einzelnen Bruchstücke in ihrem Verbande lockerer und aneinander verschoben, löschen also nicht mehr gleichzeitig aus. Eine Potenzirung derselben Erscheinung ist die vollständige Auflösung der Quarzkörner in ein Mosaik optisch verschieden orientirter, winziger, meist zackig begrenzter Körner²⁾.

Der stark pleochroitische, mehr oder weniger deutlich zweiaxige Biotit sammelt sich an einzelnen Stellen der Dünnschliffe in Form wirr durcheinander liegender Blättchen und Schüppchen an. Die basalen Spaltrisse derselben erscheinen häufig wellig verbogen. Meist ist der dunkle Glimmer theilweise, häufig auch vollständig in Chlorit und Muscovit umgewandelt. Körner von Epidot, wohl auch Granatkryställchen, pflegen diese Zersetzungsproducte zu begleiten.

Wir erkennen deutlich, dass die Summe aller der Eigenthümlichkeiten, welche die Protogine als von normalen Graniten verschieden erscheinen lassen, zurückzuführen sind auf die Wirkung mechanischer Druckkräfte, denen das fertige Gestein unterworfen wurde.

¹⁾ Cit. 148, p. 79; ferner *Fellenberg* und *Schmidt*, Text zu Bl. XVIII, und Cit. 150, p. 19.

²⁾ *L. Duparc* beschreibt (*Arch. d. Sc. phys. et nat.*, tome XXV, Juin 1891, p. 655) Mont-Blanc-Protogine. Der als „quartz granulitique“ beschriebene und abgebildete feinkörnige Quarz wird als Product einer zweiten Quarzbildung (*deuxième poussée*) von dem grobkörnigen Quarz unterschieden. Ich habe nie die geringsten Anhaltspunkte für diese Annahme gefunden, im Gegentheil immer gesehen, wie der sog. granulitische Quarz durch Zertrümmerung aus dem grobkörnigen hervorgeht.

Granitporphyrische Varietäten in Protoginfacies, wie ich sie z. B. vom Thurberge, Bl. XVIII, beschrieben habe, sind mir aus unserem Gebiete nicht bekannt geworden.

In einigen Proben von Protogin aus dem *Ruseinthal* treten einzelne weisse Feldspäthe einsprenglingsartig hervor. Die kleineren Feldspäthe, meist Plagioklas, sind immer getrübt und namentlich in schiefrigen Varietäten oft vollständig in lichtgrünen, dichten Epidot umgewandelt. Der Quarz ist meist sehr feinkörnig. Der Glimmer bildet kleine, dunkelbraune Schüppchen, welche entweder regellos durch das Gestein verbreitet sind oder zu unter einander parallel gerichteten Fasern sich aggregiren. Gelegentlich sind Titanitkryställchen zu beobachten. Bei mikroskopischer Betrachtung lässt sich bei der Mehrzahl der Feldspäthe die für den Mikroklin charakteristische Gitterstreifung nachweisen, doch ist auch gewöhnlicher Orthoklas und Plagioklas vorhanden. Das hauptsächlichste Umwandlungsproduct des Feldspathes ist Epidot, welcher einerseits farblos ist und mit Zoisit untermischt feinkörnige Aggregate bildet, anderseits auch in Form grösserer, lebhaft zeisiggrün gefärbter Körner auftritt. Zwischen den stark zersetzten Feldspathindividuen erscheinen häufig langgestreckte, feinfaserige Aggregate von Muscovit. Die kleinen Biotitblättchen sind theils noch frisch, theils in Chlorit umgewandelt. Granatkrystalle treten accessorisch auf.

Bei einem aus *Val de Val* stammenden Handstück ist Druckschieferung sehr deutlich ausgeprägt. Grössere, weisse Feldspäthe sind beliebig zur Schieferung orientirt; der Quarz ist sehr feinkörnig und sammelt sich in dünnen Lagen an, die parallel der Schieferung verlaufen. In der Schieferungsebene liegen überall graulichgrüne, seidenglänzende Sericithäute, in welchen dunkle Biotitblättchen eingebettet sind.

Nach den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung ist neben Mikroklin der Orthoklas am meisten vertreten; im Allgemeinen ist die sericitische Umwandlung der überall stark deformirten Feldspäthe die vorherrschende. Der Sericit findet sich ausser als Pseudomorphosenbildung nach Feldspath in Form langer und schmaler Bänder auch innerhalb der feinkörnigen Quarzaggregate. Der Biotit ist in der Regel in Chlorit umgewandelt, wobei die Biotitindividuen in ein Haufwerk kleiner Chloritschüppchen zerfallen.

Im oberen Theil des *Val de Val*, auf dem Grat gegen die *Wichlenalp*, finden sich hornblendeführende, mehr gleichförmig ausgebildete Protogine, in welchen der Quarz glasglänzende rissige Körner bildet. Parallele Anordnung der Gemengtheile ist nicht zu beobachten, hingegen tritt brecciöse Mörtelstructur deutlich hervor. Die Feldspathindividuen — Mikroklin, Orthoklas und Plagioklas — sind mannigfach zertrümmert; als Zersetzungsproducte häufen sich Epidotkörner und graulichgrüne Zoisitsäulchen an. Hornblende und Biotit sind nur spärlich vorhanden, sie treten stets gemeinsam auf, häufig in gesetzmässiger Verwachsung. Die optischen Eigenschaften der Hornblende sind die der gemeinen, grünen Hornblende. Stets sind die Aggregate der beiden basischen Gemengtheile von spitzrhombschen Titanitkrystallen und Apatitkörnern begleitet.

2. Hornblendeprotogine.

Die hier zu einer Gruppe vereinigten Gesteine, Sy der Karte, gehören grösstentheils zu den Hornblendebiotitgraniten; Diorite sind in geringerer Menge vertreten. In ihrem geologischen Auftreten sind sie enge mit den normalen Protoginen verknüpft und zeigen, wie diese, die Eigenthümlichkeiten der Dynamometamorphose in mehr oder weniger hohem Grade ausgeprägt. Charakteristisch für die Hornblendeprotogine ist der geringe Quarzgehalt, während die basischen Gemengtheile in viel grösserer Menge auftreten, als in den gewöhnlichen Protoginen. Die Hornblende ist immer mit Biotit innig verbunden. Titanitkrystalle fehlen wohl niemals. Die für normale Protogine so charakteristischen Häute von grünem Glimmer und Sericitfasern beobachtet man selten, dagegen ist die Epidotisirung des Feldspathes sehr verbreitet.

Aus dieser Gesteinsgruppe liegen mir mehrere Proben vor vom *Piz Ner* und *Kehlstock*, westlich des Puntaiglas-Gletschers, in welchen bei gleichmässigem, mittlerem Korn die normale hypidiomorphkörnige Structur der Tiefengesteine noch recht gut erhalten ist. Wenn auch in den Handstücken eine schwach schiefrige Structur sich erkennen lässt, so sind doch die basischen Gemengtheile nach allen Richtungen orientirt. Der Biotit bildet meist sechsseitige Tafeln, die Hornblende compacte, dunkelgrüne 2—3 mm. lange Säulchen, der Feldspath trübe, unregelmässig begrenzte Körner. Quarzkörner lassen sich mit der Loupe erkennen. Braune oder honiggelbe Titanitkryställchen sind zahlreich vorhanden. Unter dem Mikroskop lassen sich Orthoklas und Plagioklas, meist gesetzmässig begrenzt, noch erkennen, obwohl die Umwandlung derselben in Sericit, Epidot und Zoisit in den meisten Fällen schon sehr weit vorgeschritten ist. Die Hornblende zeigt die optischen Eigenschaften der normalen, gemeinen Hornblende, Zwillinge nach (100) sind sehr verbreitet. Häufig ist die Umwandlung in eine lichtgefärbte, schiefrige Hornblende zu beobachten. Der Biotit ist meist noch recht frisch, oft sind die Blättchen wellig gebogen, wohl auch unter Beibehaltung der ursprünglichen Form in Muscovit umgewandelt. Der spärlich vorhandene Quarz bildet einheitliche, meist rissige, undulös auslöschende Körner, welche die eckigen Räume zwischen den Feldspathleisten ausfüllen. Ein charakteristischer accessorischer Gemengtheil ist der Titanit, dessen Körner und Krystalle sich meist in der Nähe der Hornblende- und Biotitaggregate einstellen. Er zeigt die typische gelbbraune Farbe und deutlichen Pleochroismus, indem lichtere und dunklere Nüancen derselben Farbe auftreten. Die regelmässig begrenzten Durchschnitte besitzen meist spitzrhombische Gestalt und lassen in der Regel prismatische Spaltbarkeit erkennen. Bei einem mehr tafelförmigen Durchschnitt treten ebenfalls unter stumpfen Winkeln (circa 132°) sich kreuzende, scharfe Spaltrisse nach dem Prisma deutlich hervor. Krystallographische Begrenzungslinien verlaufen diesen Spaltrissen parallel. Bemerkenswerth ist vor Allem ein System von Zwillinglamellen, welche der einen der beiden Spaltrichtungen parallel gehen ¹⁾. — Durch das ganze Gestein zer-

¹⁾ Vgl. Mügge. Ueber durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und (110). N. J. f. M. 1889, II, p. 98.

streut, vorzugsweise als Einschlüsse in den basischen Gemengtheilen finden sich lang-prismatische Kryställchen von Apatit und Zirkon.

Das Gestein des Piz Ner gehört zu denjenigen Hornblendebiotitgraniten, welche infolge geringen Quarz- und reichlichen Plagioklasgehaltes Dioriten sehr nahe stehen.

An die beschriebenen gleichkörnigen, mit Dioriten verwandten Granite grenzt gegen Süden der sogenannte Puntaiglasgranit, der sich von denselben durch grössern Quarzgehalt und porphyrtig hervortretende Feldspathkrystalle unterscheidet. In der meistverbreiteten Varietät sind die weissen 1—3 cm. langen Feldspäthe, meist Karlsbaderzwillinge, beliebig orientirt. Die übrigen Gemengtheile, kleine Feldspäthe, Quarz, sowie Hornblende und Glimmer bilden ein regelloses, gleichkörniges Gemenge. Hornblende und Glimmer, stets gemeinsam auftretend, umsäumen häufig die grossen Feldspäthe. Das ganze Gestein weicht in seiner Structur nur wenig von derjenigen normal ausgebildeter, porphyrtiger Amphibolbiotitgranite ab¹⁾.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die grossen Feldspäthe theils als Orthoklas mit eingewachsenen Plagioklaslamellen, theils als Mikroklin. Kleinere Leisten, durch Zersetzungsproducte (Epidot und Zoisit) vollständig getrübt, sind Plagioklas. Vereinzelt findet sich auch mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Feldspath, indem letzterer von wellig gebogenen Quarzleisten, die mit einander annähernd gleichzeitig auslöschten, durchwachsen ist. Der Quarz tritt in Haufwerken zackig begrenzter Körner auf. Den Hornblende- und Glimmeraggregaten sind immer kleine, meist spitzrhombische Titanitkryställchen beigesellt. Apatit ist ebenfalls ein sehr verbreiteter accessorischer Gemengtheil, namentlich häufig sind die kleinen Kryställchen dieses Mineralen als Einschlüsse in Hornblende und Glimmer zu beobachten. Magnetit- und Zirkonkryställchen sind spärlicher vorhanden.

Dem Puntaiglasgranit analoge Gesteine finden sich weiter westlich am *Piz Giuf* und *Piz Ner*, zwischen *Val Giuf* und *Etlithal*, ferner bei *Müllersmatt* im *Etlithal*. (Letzteres Vorkommen ist auf der Karte mit Sa bezeichnet.) Sowohl in Stücken mit grossen Feldspathkrystallen, als auch in solchen mit gleichmässigem Korn ist eine Druckschieferung sehr stark ausgeprägt, so dass die Gesteine oft gneissähnlichen Habitus erlangen. Titanitkryställchen sind auch hier stets vorhanden. Alle Erscheinungen der Kataklasstructur sind in diesen schiefrigen Gesteinen in prachtvollster Weise ausgeprägt. Der Feldspath ist theils Mikroklin, welcher häufig in einzelne Stücke zermalmt ist, theils fast vollständig saussuritisirter Plagioklas. Der Quarz tritt in feinkörnigen, bandförmigen Aggregaten auf. Der Biotit ist meist stärker ausgefasert und zersetzt, als die Hornblende, welche häufig noch ganz frisch und compact ist und nur hie und da in ihren randlichen Partien sich in schilfige Hornblende umgesetzt hat.

Bei grösserem Quarzgehalt und Zurücktreten der basischen Gemengtheile entstehen Uebergangstypen zu den gewöhnlichen Protoginen.

¹⁾ In meiner Arbeit über den Porphyr der Windgällen (Cit. 135, p. 440) sprach ich die Vermuthung aus, dass der Puntaiglasgranit ein Amphibolbiotitgneiss sei. Es ist diese Angabe zu berichtigen.

3. Granitische Ganggesteine.

In den gneissartigen, biotitreichen Gneissen sowohl als auch in den Amphibolbiotitgraniten des *Piz Giuf* und *Piz Ner* finden sich schmale, mannigfach sich verzweigende Gänge von glimmerarmen, feinkörnigen, granitartigen Gesteinen. Das Ganggestein ist vom Nebengestein immer recht scharf abgetrennt, und zwar ist die Wandung des Ganges geneigt zur Schieferungsebene des Gneisses.

Es liegen mir zwei Proben solcher Gesteine aus *Val de Val* vor. Die eine derselben stellt ein feinkörniges Gemenge von unregelmässig begrenzten Quarz- und Feldspathkörnern dar. Letzterer zeigt unter dem Mikroskop in den meisten Fällen Zwillingstreifung, gelegentlich tritt auch mikroklinartige Gitterstreifung auf. Unregelmässig zerstreute Flecken von Eisenoxydhydrat sind wohl als Zersetzungsproduct von Biotit aufzufassen. Kleine Schüppchen eines grünlichen Muscovites sind vereinzelt im Dünnschliff zu erkennen. Epidot tritt in kleinen gelblich-grünen Körnern auf, Zirkonmikrolithe finden sich als Einschlüsse in Quarz und Feldspath.

Ein zweites Handstück ist etwas grobkörniger, glimmerreicher und zeigt Parallelstructur in der Richtung der Ganggrenzen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die grössern der durch Zersetzungsproducte getrübten Feldspäthe als Orthoklas, die kleinern als Mikroklin und Plagioklas. Der Quarz bildet Aggregate kleiner, rundlicher Körner, die wohl in primärer Gestalt vorliegen. Der in kleinen Fetzen auftretende Biotit ist meist in Chlorit und Eisenoxydhydrate umgewandelt. Epidotkörnchen trifft man hier ebenfalls in grosser Zahl.

Nach dem vorliegenden Befunde dürften diese Ganggesteine wohl als eruptiv zu betrachten sein, je nach dem Gehalt an Glimmer wären sie als Ganggranit oder speciell als Aplit zu bezeichnen.

C. Gesteine aus dem Muldenzug des Tavetsch.

An die centrale Protoginzone grenzt gegen Süden eine nicht sehr breite Zone von Gneissen, die fast durchweg als Granitgneisse zu bezeichnen sind. Auf dieselben folgt dann die Muldenzone des Tavetsch als östliche Fortsetzung der Urserenmulde.

Die in der Tavetschermulde vorherrschenden Gesteine sind sericitische Schiefer, welchen ein Zug carbonischer Schiefer eingelagert ist und welche in der Gegend von Truns an gneissartigen Verrucano angrenzen. Eine scharfe Trennung der auf der Karte mit Sc und Vgn bezeichneten Gesteine ist zur Zeit noch nicht durchführbar.

Als stock- und linsenförmige Einlagerungen in den Schiefen finden sich Amphibolite und feinkörnige Diorite.

1. Die sericitischen Schiefer.

Die Sericitgneisse und Sericitschiefer¹⁾ zwischen Aar- und Gotthardmassiv erstrecken sich von der *Oberalp* bis nach *Truns* hinunter, hauptsächlich den Südabhang des Thales einnehmend, eine 2—5 km. breite Zone bildend. Es sind diese Gesteine wohl identisch mit den entsprechenden Gebilden auf der Nordseite des Aarmassivs (vgl. oben p. 116 etc.), doch ist hervorzuheben, dass hier normal ausgebildete Gneisse, entsprechend dem Erstfeldergneiss, noch viel seltener sind.

Es wurden hauptsächlich einige Typen der längs der *Lukmanierstrasse* von *Disentis* bis *Curaglia* prachtvoll aufgeschlossenen Schiefer mikroskopisch geprüft. Die Gesteine sind von graulichgrüner Farbe. Sericit in dichten Lagen ist der charakteristische Gemengtheil; je nach dem mehr oder weniger reichlichen Vorhandensein desselben sind Sericitgneisse oder Sericitschiefer entwickelt. In dem dichten Grundgemenge können makroskopisch einzelne Mineralien, mit Ausnahme weniger Quarzkörner und Muscovitschüppchen, nicht erkannt werden. Die Anwesenheit von Carbonaten lässt sich mit Hülfe von Salzsäure constatiren.

Im Dünnschliff bildet bei all' diesen Gesteinen der Sericit feinschuppige, langgestreckte Flasern, untermischt mit grössern Muscovitblättchen und chloritischen Substanzen, welche an einzelnen Stellen sich anhäufen. Gelegentlich erkennt man inmitten des Sericites noch Ueberreste von Feldspath, anscheinend Orthoklas. Nicht selten sind neugebildete Albite. Linsenförmige, langgestreckte Aggregate kleiner, zackig begrenzter Quarzkörner laufen parallel mit den Sericitflasern. Zahlreich sind Calcitkörner und opake Erze in feiner Vertheilung vorhanden.

Genau dieselben sericitischen Gesteine wie in der *Medelerschlucht* finden sich in *Val Somvix*. Ein aus der Nähe von *Clavadias* stammendes Gestein ist dünnschiefrig, feinkörnig und von graubrauner Farbe. Die ursprünglichen Gemengtheile dieses Sericitgneisses sind Quarz, Feldspath, meist Plagioklas und Biotit. Der Feldspath ist stark zersetzt und mechanisch deformirt; der Quarz sammelt sich zu langgestreckten, feinkörnigen Aggregaten an. Die Glimmermineralien bilden wellig gebogene Flasern. Der ursprüngliche Biotit ist nur noch selten vorhanden und bildet meist unregelmässig gelagerte kleine Blättchen; grössere Muscovit- und Chloritblättchen, sowie reichlich sich verbreitende Eisenoxydhydrate sind die Umwandlungsproducte des Magnesiaglimmers. Carbonate enthält das Gestein in grosser Menge.

An die Beschreibung der Sericitphyllitzone möge sich die kurze Besprechung eines Gesteins anschliessen, das dem gneissartigen Verrucano zugerechnet wird. Es ist dies das schiefrig flaserige Hauptgestein des *Zafragiatobels*.

Quarz und Feldspath, ersterer besonders reichlich, häufen sich in demselben knollenförmig an einzelnen Stellen an und sind ausserdem als Körner regellos durch das

¹⁾ In ganz analoger geologischer Stellung finden sich auch im obern Rhonethal in grosser Verbreitung sericitische Gesteine zwischen diesen beiden Massiven. (Vgl. *Fellenberg* und *Schmidt*, Text zu Blatt XVIII, Bd. XXI dieser Beiträge.)

ganze Gestein verbreitet. Sie werden umhüllt von einem lichtgrünen, seidenglänzenden, feinschuppigen Glimmer. Unter dem Mikroskop erscheint der Quarz in Form grösserer, corrodierter, zackiger Körner, die von staubförmigen Interpositionen erfüllt sind und immer undulöse Auslöschung zeigen; ferner bildet er feinkörnige Aggregate, welche durch das ganze Gestein sich verbreiten. Der Feldspath, meist Orthoklas, ist stark zersetzt, die Umrisse der Körner sind nicht mehr scharf.

Die Schüppchen des glimmerartigen Minerals erscheinen lichtgrün bis farblos, die intensiver gefärbten sind schwach pleochroitisch. Lebhaft Interferenzfarben und grosser Axenwinkel lassen auf grünlichen Muscovit schliessen. Accessorische Gemengtheile sind Rutil, Zirkon und Carbonate, letztere in Form kleiner, theilweise braun gefärbter, rhomboedrischer Kryställchen.

2. Amphibolite und Diorite.

Hornblendereiche Gesteine finden sich im Gebiete der Tavetschermulde an ihrem Nordrande, auf der *Alp Puntaiglas* und an der *Ruseinbrücke* unterhalb *Disentis*, ferner innerhalb der Sericitschiefer der *Medelerschlucht*.

a. *Alp Puntaiglas* (vgl. Taf. I, Prof. 5). Die auf der Karte im *Val Puntaiglas* als Diorit und Hornblendeschiefer bezeichneten Gesteine sind von gleichmässig mittlerem Korn und bestehen aus dunkler Hornblende und saussuritartigem Feldspath. Druckschieferung ist meist deutlich wahrnehmbar.

In Dünnschliffen von weniger gepressten Proben tritt die Hornblende in Form von Körnern, seltener mit krystallographischer Begrenzung auf, während der Feldspath idiomorphe, breittafelige, in allen Richtungen sich kreuzende Durchschnitte liefert, welche alle als polysynthetische Zwillinge sich erweisen. Die Lamellen sind in der Regel breit, die Auslöschungsschiefe ist bedeutend; es scheint also ein basischer Plagioklas vorzuliegen. Die Hornblende ist licht grasgrün gefärbt und sehr schwach pleochroitisch, häufig sind die Individuen von einem schmalen, intensiv saftgrünen Saum umgeben. Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich dieselben meist als nicht mehr einheitlich, sie bestehen aus einem Aggregat feiner, meist schief auslöschender Fasern, welche der Längserstreckung der Durchschnitte ungefähr parallel angeordnet sind. Es liegt offenbar eine Paramorphose von faseriger, asbestartiger Hornblende nach gemeiner compacter Hornblende vor. Magnetitkörner sind die einzigen accessorischen Gemengtheile.

Das beschriebene Gestein ist offenbar ein eruptiver Hornblende-Gabbro, und zwar gelangte der Plagioklas vor oder gleichzeitig mit der Hornblende zur Krystallisation, woraus eine Structur resultirt, welche für Gabbro charakteristisch ist. (Vgl. Photographie Nr. 1.)

In den Varietäten mit gneissartiger Schieferstructur bildet der saussuritisirte Feldspath einen zusammenhängenden Untergrund, in welchem die Hornblende in Form von unter sich parallel liegenden Fasern eingestreut ist. Unter dem Mikroskop ist die ursprüng-

liche Leistenform der Plagioklasse kaum mehr zu erkennen, an Stelle dieses Minerals sind dichtgedrängte Körner von Epidot, Zoisitsäulchen und Muscovitschüppchen getreten. Die lichtgrüne Hornblende tritt hier ebenfalls als feinfaserige Aggregate auf, welche alle nach derselben Richtung in die Länge gezogen sind. Secundäre Quarzkörner stellen sich zahlreich ein.

Blöcke von feinkörnigen, massigen Glimmerdioriten finden sich auf der linken Seite des *Puntaiglasgletschers*, unterhalb des *Piz Puntaiglas* (3196 der Karte).

b. Ruseinbrücke. Längs der Landstrasse von der Lumpegnia- bis zur Ruseinbrücke ist ein massiges, unregelmässig zerklüftetes Gestein sehr schön entblösst. Helle, feldspathreiche, mittelkörnige bis dichte Varietäten wechseln anscheinend regellos ab mit dichten, dunkelgrünen Abarten. Etwas grobkörnigere, hornblendeführende Gesteine sind selten. Unter den zu einer geologischen Einheit verbundenen Gesteinsvarietäten lassen sich nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung etwa drei verschiedene Typen unterscheiden, die zum Theil unvermittelt neben einander auftreten.

Typus I. Grünliche, tafelige Feldspathkrystalle von 2—3 mm. Länge liegen beliebig orientirt eingebettet in einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und schwärzlichen Glimmerschüppchen mit Sericit. Der Feldspath ist saussüritisirter Plagioklas und liefert im Dünnschliff rectanguläre Durchschnitte. Zwischen denselben winden sich feinkörnige Quarzaggregate hindurch, und an gewissen Stellen häuft sich der schuppige, verworren faserige Glimmer (Biotit) an. Selten ist derselbe frisch und stark pleochroitisch (fast farblos und schmutzig braungrün). Unter den Zersetzungsproducten desselben tritt Chlorit gegen Muscovit zurück; daneben bilden sich reichlich Epidot und Eisenoxydhydrate. Accessorisch sind Titanitkrystalle, häufig als polysynthetische Zwillinge, vorhanden.

Typus II. Zu einem zweiten Typus lassen sich Gesteine vereinigen, welche lichter gefärbt und feinkörniger sind. Der basische Gemengtheil bildet grünliche Flecken, welche in einigen Proben alle nach derselben Richtung in die Länge gezogen sind. Unter dem Mikroskop macht sich vor Allem der grosse Quarzreichtum bemerkbar. Die Plagioklasindividuen sind bedeutend kleiner als bei Typus I. Der Biotit ist durchweg in Chlorit und Epidot umgewandelt. Unter den accessorischen Mineralien nehmen Erze, Pyrit und Magnetit mit Leukoxenrand die erste Stelle ein. Sehr deutlich ist in allen Varietäten Kataklasstructur ausgeprägt.

Typus III. Von den beiden ersten Typen scharf getrennt sind hornblendeführende, dunkelgrün gefärbte, meist dichte Gesteine, bei welchen schiefrige Structur selten vorhanden ist. Die nur mikroskopisch erkennbaren Bestandtheile sind Feldspath und Hornblende, bemerkenswerth ist das Fehlen des Quarzes. Der Feldspath bildet wasserklare Körner, die Zoisit und Epidot einschliessen. Zwillingsstreifung ist nicht selten wahrnehmbar. Die Hornblendesäulchen liegen im Dünnschliff regellos durcheinander und zeigen die für Strahlstein charakteristischen Eigenschaften. (Pleochroismus: ϵ = blaugrün, η = schmutzig gelbgrün, α = licht grüngelb.) Magnetit mit Leukoxenrand, Pyrit, Titanitkrystalle, sowie Apatit in rundlichen Körnern treten accessorisch auf. An

diesen Typus anzureihen ist ein bei der *Lumpegniabrücke* anstehendes, schiefriges, grau gefärbtes Gestein. Der etwas spärlicher vorhandene Strahlstein ist noch frisch, der Feldspath hingegen vollständig in ein parallelfaseriges Aggregat von Sericit, Epidot und Zoisit umgewandelt. Linsen und Schnüre kleiner, rundlicher Quarzkörner, sowie Calcit sind wohl secundär.

Nach dem geologischen und mineralogischen Befunde erscheint die Annahme, dass hier ein durch Gebirgsdruck zum Theil stark verändertes Eruptivgestein der Dioritgruppe vorliegt, nicht unberechtigt. In der That lassen sich die bei dynamometamorphen Dioriten gewöhnlich auftretenden Strukturveränderungen und Mineralneubildungen überall nachweisen. Der mannigfache Wechsel im Gestein liesse sich durch Schlierenbildung erklären.

Als ebenfalls von der *Ruseinbrücke* stammend wurden mir von Professor Heim Stücke einer Gesteinsart übergeben, welche den unter Typus III beschriebenen, dunkelgrünen, dichten Varietäten makroskopisch sehr ähnlich sieht, nach dem mikroskopischen Befunde aber sich als durchaus verschieden erweist. Die Hauptmasse des Gesteins wird von Feldspath und Quarz gebildet, welche beide in kleinen, meist rundlichen Körnern auftreten. Der Feldspath ist stark zersetzt und zeigt gelegentlich Zwillingstreifung. Als basischer Gemengtheil findet sich Chlorit in feinen Fasern, welche mit ihrer Längserstreckung unter einander parallel liegen. Calcit ist in grosser Menge vorhanden, und zwar sammelt sich derselbe meist in der Nähe der Chloritfasern an. Magnetit und Pyritkörner sind durch das ganze Gestein verstreut.

Das vorliegende Gestein, welches ich selbst leider nicht auffinden konnte, ist offenbar von den Dioriten zu trennen, es erinnert nach Structur und Zusammensetzung an krystalline Grauwacken und dürfte sich an der Grenze von Diorit gegen Verrucano oder als Einschluss in ersterem finden.

Das auf der Karte mit Sv (grüne Schiefer) bezeichnete, unter *Dorf Somvix* am Rhein auftretende Gestein gehört offenbar zu derselben Gruppe wie dasjenige von der Ruseinbrücke. Es ist dunkelgrün gefärbt, feinkörnig und etwas schiefrig. Auf dem Querbruch erkennt man einzelne Feldspathkörner in chloritischer Masse eingebettet. Der Feldspath ist ausschliesslich Plagioklas und bildet im Dünnschliff breite rectanguläre Querschnitte, die nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind. Zerbrochene und zermalmte Individuen sind häufig. Der basische Gemengtheil ist stark pleochroitischer Chlorit. Er umzieht in lebhaft grünen, blätterigen Aggregaten die Feldspathleisten, so dass er im Schliff als ein weitmaschiges Gewebe auftritt. Die einzelnen Lamellen sind wellig ineinander verflochten. Mit dem Chlorit vergesellschaftet tritt reichlich Epidot auf, gleichmässig verbreitet findet sich Magnetit mit Leukoxenrand.

Das Gestein kann als eine Plagioklasbreccie bezeichnet werden, bei welcher die Räume zwischen den Plagioklascomplexen durch continuirliche Bänder von Chloritfasern ausgefüllt sind, so dass eine Art secundärer Ocellarstructur entsteht. Es ist wahrscheinlich, dass das Gestein von Somvix ebenfalls ein dynamometamorpher Diorit ist.

c. *Medel'serschlucht*. Innerhalb der steilstehenden Sericitgneisse zwischen *Disentis* und *Curaglia* trifft man längs der Lukmanierstrasse auf mehrere Züge von Amphiboliten und Topfsteinen. Wie an andern Orten lässt sich auch hier die Entstehung der Topfsteine aus Strahlsteinschiefern nachweisen ¹⁾. Die auf der Karte als «Diorit» bezeichneten Gesteine sind in Beziehung auf Structur und mineralogische Zusammensetzung sehr wechselnd, indem dünnstiefrige, hornblendereiche einerseits und richtungslos körnige, feldspathreiche Gesteine anderseits neben einander auftreten. In beiden Varietäten zeigen die Hornblendeindividuen unter dem Mikroskop unregelmässige Begrenzung und stehen in Beziehung auf ihre optischen Eigenschaften der gemeinen Hornblende näher als dem Strahlstein. Zersetzung in farblose, feinfaserige Aggregate (Asbest) ist häufig zu beobachten.

Die schiefrigen, hornblendereichen Gesteine lassen im Dünnschliff neben der Hornblende vereinzelt braune Biotitschüppchen erkennen. Züge von stengeligem Zoisit verlaufen den Hornblendeleisten parallel. Der Feldspath, vollständig in Sericit umgewandelt, bildet einen zusammenhängenden Untergrund. Quarz fehlt. Apatitkrystalle und Titanitkörner sind in grosser Zahl vorhanden.

In den körnigen Varietäten war neben der Hornblende reichlich ein dunkler Glimmer vorhanden. Derselbe ist aber durchweg unter Ausscheidung opaker Körner und Titanmineralien in lichtgrünen Chlorit und Epidot umgewandelt. Die Feldspathdurchschnitte sind häufig kurz leistenförmig und lassen gelegentlich noch Zwillingsstreifung erkennen. Quarz bildet in feinkörnigen Aggregaten einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteines. Reichlich vorhanden sind auch hier Titanitkörner, wohl grösstentheils aus Titaneisen entstanden.

In seinem Gesammthabitus zeigt das Gestein unverkennbar gewisse Aehnlichkeit mit massigen Dioriten.

In Betreff der Genesis aller der erwähnten Amphibolgesteine des Aarmassivs und der Mulde von Tavetsch lassen sich noch keine ganz bestimmten Angaben machen. Die verschiedenartig zusammengesetzten und struirten Gesteine bilden wohl eine geologisch einheitliche Gruppe, ferner ist es wohl unzweifelhaft, dass manche Typen durch Dynamometamorphose aus eruptiven Dioriten entstanden sind.

Die Art des geologischen Auftretens aller dieser Gesteine, die innige Verbindung von schiefrigen Abarten (Strahlsteinschiefer, Topfsteine) mit körnig flaserigen, wohl auch richtungslos körnigen Varietäten ist analog demjenigen der sogenannten Flaser gabbro des sächsischen Granulitgebirges und des österreichischen Waldviertels, wo Gabbrogesteine und mannigfach ausgebildete Amphibolite, durch allmälige Uebergänge mit einander verknüpft, geologisch einheitliche Gebilde darstellen. Diallag ist zwar in unsern alpinen Gesteinen dieser Gruppe meines Wissens noch nie beobachtet worden, olivinreiche Gesteine fand ich im Maderanerthal, ferner erwähnt Stapff (Cit. Nr. 88, p. 32) dasselbe Mineral in einem Amphibolit des Gotthard.

¹⁾ Cit. 135, p. 413.

3. Carbonische Schiefer von Curaglia.

In den von *Truns* an aufwärts auf der Südseite des Rheinthales herrschenden Sericitschiefern ist ein langgestreckter Zug von Gesteinen eingelagert, welche auf der Karte mit *V*, *Vgn* und *H* bezeichnet sind. (Vgl. Profil 2, 3 und 4.) Die der Carbonformation zugerechneten Gesteine sind in prachtvollem Querprofil längs der Strasse direct unter *Curaglia* im *Val Medels* aufgeschlossen. Sie bilden hier einen circa 15 m. mächtigen Complex steil aufgerichteter, nach Süden einfallender Schichten, welche durch stark entwickelte Rauchwacke von den südlich im Bachtobel von *Soliva* anstehenden jurassischen Schiefern getrennt sind. Nördlich an die Rauchwacke sich anschliessend finden wir nun also folgende Schichten:

- 1) Violette, stark gefältelte Kalksericitschiefer 5 m.
- 2) Licht grünlichgraue Ottrelithschiefer 1 1/2 m.
- 3) Schwarze kohlige Ottrelithschiefer 1 1/2 m.
- 4) Licht grünlichgraue Ottrelithschiefer 5 m.
- 5) Schwarze Schiefer und Quarzite 2 m.

a. Die Kalksericitschiefer setzen sich aus abwechselnden, 3—5 mm. dicken Lagen von röthlichem Marmor und dunkelviolettem Sericitschiefer zusammen. Die Lagen sind sehr stark gefältelt und transversal geschiefert; die Schieferungsflächen werden von dünnen, seidenglänzenden Sericithäuten bekleidet. Nach mikroskopischer Untersuchung bestehen die Marmorlagen aus feinkörnigem Calcit, dessen Masse durchzogen wird von unter sich parallelen Schnüren, die aus grössern Calcit- und Quarzkörnern bestehen. Die Schiefermasse, meist durch eine dünne Lage von Quarzkörnern vom Marmor getrennt, setzt sich aus Sericitschüppchen und feinem Quarzkörnern zusammen, denen in grosser Menge Körner von Magnetit beigemengt sind.

b. Die Hauptmasse der grünlichgrauen Ottrelithschiefer ist seidenglänzender Paragonit. Vereinzelt finden sich meist in Brauneisen umgewandelte Pyritwürfel eingesprengt. Die Ottrelithe sind von wechselnder Grösse, sie erscheinen in den einen Gesteinsstücken nur als winzige Pünktchen, in andern treten sie in Form rundlicher, circa 1 mm. grosser Täfelchen von dunkelgrüner Farbe deutlich hervor. Die Blättchen sind gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet und beliebig zur Schieferungsebene orientirt.

Basale Durchschnitte zeigen unter dem Mikroskop unregelmässige Begrenzung und lassen undeutliche Spaltrisse erkennen. Der Pleochroismus auf den basalen Blättchen ist deutlich (blaugrün und indigoblau). Der Axenwinkel ist sehr gross, doch ist häufig der Austritt beider Axen zu beobachten. Leistenförmige, zu o P geneigte Durchschnitte sind sehr stark pleochroitisch, das parallel der Längsausdehnung schwingende Licht erscheint pflaumen- bis indigoblau, das senkrecht dazu schwingende blass gelbgrün. Die meisten Leisten erweisen sich als polysynthetische Zwillinge, die Winkel der Auslöschungen in den mit der Basis sich berührenden Individuen betragen 30—40°. Sanduhrähnliche Durchkreuzungszwillinge sind ebenfalls häufig, ferner beobachtet man recht oft knäuelartig sich durchwachsende Leisten. Namentlich in ihren meridianen Partien sind die Ottrelith-

blättchen von einer grossen Menge verschiedenartiger Interpositionen erfüllt. Das sericitartige Mineral, welches in dichtem Gemenge die Grundmasse bildet, erwies sich nach mikrochemischer Prüfung als Paragonit. An einzelnen grössern Blättchen konnte ein grosser Axenwinkel konstatirt werden. Der Paragonit ist durchweg erfüllt von einem dichten Gewebe von Rutilmikrolithen. Vereinzelt treten lang säulenförmige, parallel auslöschende Krystalle auf, die infolge ihres hohen Brechungsexponenten und der geringen Doppelbrechung als Zoisit bestimmt wurden. Calcitkörner, sowie Zirkon- und Turmalinkryställchen sind als accessorische Gemengtheile zu erwähnen.

c. Auf den glänzenden Schieferungsflächen der kohligen Schiefer bemerkt man dicht gedrängte, undeutlich hervortretende Punkte, welche, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, von Ottrelithen gebildet werden, die mit kohligen Partikeln erfüllt sind. Die einzelnen Individuen sind gewöhnlich von einem schmalen farblosen Saum, bestehend aus Quarz und amorpher Kieselsäure, umgeben. — Um die Zusammensetzung der mit kohliger Substanz ganz erfüllten Grundmasse studiren zu können, wurde ein Dünnschliff mit concentrirter Salzsäure behandelt und geglüht. Die Ottrelithe wurden hierbei braun gefärbt und die Grundmasse von den kohligen Partikeln vollständig befreit. Nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung stimmt letztere mit derjenigen der grünlichgrauen Ottrelithschiefer genau überein; auch hier sind die Paragonitblättchen überaus reich an Rutilmikrolithen; Zoisit und Turmalin liessen sich ebenfalls im Gestein nachweisen. Die kohlige Substanz dieser Schiefer kann als Graphitoid bezeichnet werden ¹⁾.

Die hier beschriebenen Schiefer sind von besonderem Interesse, weil in denselben zum ersten Male innerhalb der Schweizeralpen der Ottrelith in typischer Ausbildung genau so, wie in den bekannten Schiefern der Ardennen, nachgewiesen werden konnte.

D. Krystalline Schiefer von Vättis.

Westlich hinter dem Dorfe *Vättis*, am Eingang in's *Calfeuserthal*, sammelte ich Proben der im Liegenden von *Röthidolomit* steilstehenden krystallinen Schiefer, welche als die östlichste zu Tage tretende Fortsetzung des zur Tiefe gesunkenen Aarmassives gedeutet werden müssen (vgl. Taf. II, Prof. 15). Das Gestein ist ein dünnplattiger, quarzreicher Sericitschiefer von gelblichbrauner Farbe. Die mikroskopische Untersuchung lässt die hochgradige Umwandlung desselben erkennen; der Schiefer ist eine vollständige Mikrobreccie. Die Quarzkörner sind entweder ganz zermalmt oder in einzelne Stücke zerbrochen, die durch Zersetzungsproducte vollständig getrübten Feldspath-individuen wurden ebenfalls zerstückelt. Zwischen den Quarz- und Feldspathsplittern winden sich Sericitschnüre; die Spaltbarkeit der Blättchen verläuft immer an-

¹⁾ Vgl. A. Sauer. Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) etc. Z. d. g. G. 1885, p. 441.

nähernd parallel dem Durchmesser der Klüfte. Der ursprünglich in nicht sehr grosser Menge vorhandene Biotit ist vollständig in Eisenoxydhydrate aufgelöst. Charakteristisch ist das reichliche Auftreten von intensiv braungefärbten Carbonaten, welche in Form scharf begrenzter Kryställchen, dicht gedrängt, zu Häufchen sich anordnen. Accessorisch finden sich Zirkonkryställchen.

III.

Die Gesteine des Gotthardmassivs (östlicher Theil).

A. Granitische Gesteine.

Die Gesteine, welche im *Medelser- und Cristallinathal* auftreten und auf der Karte mit der Signatur *Pr* (Granitgneiss-Protogin) und *Gn C* (Cristallinagneiss) versehen sind, erweisen sich nach den vorliegenden Proben sämtlich als dynamometamorphe Granite. Während die Protogine porphyrtartig hervortretende Feldspäthe enthalten, besitzen die als Cristallinagneiss bezeichneten Gesteine meist ein gleichmässig mittleres Korn.

1. Protogine¹⁾.

Der vor Allem in die Augen fallende Gemengtheil der vorliegenden Protogine ist Feldspath, in grossen, weissen, tafelförmigen Krystallen. Die Durchschnitte derselben werden bis 2 cm. lang und 1½ cm. breit, sie lassen makroskopisch auf Orthoklas-Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz schliessen; daneben treten kleinere, unregelmässig begrenzte, schmutziggraugrüne Körner auf, die als Plagioklas gedeutet werden können. Der Quarz bildet theils blaugraue grosse, rissige Körner, theils weisse, feinkörnige Linsen. Die grössern Körner sind häufig von einer Zone zuckerkörnigen Quarzes umgeben. Der vorherrschende Glimmer ist ein dunkler, schwärzlichgrüner Biotit, dessen Blättchen kaum noch elastisch biegsam sind. Er sammelt sich vollkommen regellos an einzelnen Stellen des Gesteins zu blätterigen Aggregaten an. Neben dem dunkeln Glimmer ist in grösserer oder geringerer Menge ein lichtgrünlicher, seidenglänzender Glimmer vorhanden, welcher in feinschuppigen Häuten die übrigen Gemengtheile überzieht. Eine gewisse Druckschieferung lässt sich in allen Proben erkennen; je mehr dieselbe zum Ausdruck gelangt, um so verbreiteter wird der zuckerkörnige Quarz, um so grössere Ausdehnung erlangen die Häute des sericitischen Glimmers.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die grossen Feldspäthe selten normaler Orthoklas sind; einerseits gehören sie zum Mikroklin — Spaltungsstücke lieferten Spaltwinkel von 90° 18', Schlitze nach oP zeigen die Gitterstructur, infolge

¹⁾ Vgl. *Grubenmann*. Cit. Nr. 152.

gleichzeitiger Zwillingsbildung nach Albit- und Periclin-Gesetz —, anderseits stellen sie feinlamellare Verwachsungen von Orthoklas mit Albit dar. Die kleinern Plagioklas-individuen sind in der Regel viel stärker zersetzt, als die besprochenen grossen Feldspäthe; sie sind meist in ein feinkörniges Aggregat von Epidot und Zoisit umgewandelt.

Der Biotit zeigt in frischem Zustande sehr starken Pleochroismus (dunkel schwärzlichbraun, seltener braungrün parallel den Spaltrissen, licht strohgelb senkrecht dazu). Der Axenwinkel ist sehr klein. Die Blättchen sind ausgefasert, verbogen und geknickt. Bei der Zersetzung bilden sich schwarze Eisenoxydhydrate, gelegentlich auch Chlorit und Muscovit. Offenbar ein Umbildungsproduct, vorzugsweise aus dem Kalifeldspath, theilweise auch aus dem Biotit entstanden, ist der lichtgrüne Glimmer. Unter dem Mikroskop zeigt er die Eigenschaften eines feinblättrigen Muscovites. Grössere Individuen treten gelegentlich in den randlichen Partien der feinblättrigen Aggregate auf. Der Quarz ist arm an Flüssigkeitseinschlüssen, die ursprünglich einheitlichen Körner liegen in den verschiedensten Stadien der Zertrümmerung vor; undulöse Auslöschung, Streifensysteme sind überall zu beobachten. Apatit und Zirkon sind als accessorische Gemengtheile sehr spärlich vorhanden. Irgendwelche bedeutsame Unterschiede der Gotthardprotogine und derjenigen des Aarmassivs sind nicht aufzufinden.

2. Cristallinagranit (*C Gn* der Karte).

Eine der vorliegenden Proben aus *Val Cristallina* ist ein mittelkörniger Biotitgranit, bei welchem eine secundäre Druckschieferung in ihren ersten Stadien sich bemerkbar macht.

Der Feldspath ist jedenfalls der am meisten veränderte Gemengtheil, die Umgrenzung der einzelnen Individuen ist vollständig verwischt. Nach der bläulichen Farbe der dichten Partien scheint Plagioklas, resp. Saussurit vorzuliegen. Der Quarz tritt in Form rundlicher, rissiger Körner auf. Der Biotit ist gleichmässig durch das Gestein vertheilt und bildet einerseits dicke sechsseitige Krystalle, welche beliebig zu der schwach ausgeprägten Schieferungsrichtung gestellt sind, anderseits erscheint er in Form feinschuppiger Putzen, die meist der Schieferungsrichtung parallel liegen.

Unter dem Mikroskop lässt sich die ursprüngliche Leistenform der Feldspäthe meist noch erkennen. Weitaus der grösste Theil derselben ist Plagioklas, welcher vollständig saussuritisiert ist und nur noch selten Zwillingsstreifung erkennen lässt. Daneben tritt in wenigen Individuen ein bedeutend frischerer Feldspath auf, der mikroklinartige Gitterstreifung zeigt. Die einzelnen Quarzkörner sind in wenige, eckige Stücke zersprengt, bei welchen in ausgezeichneter Weise undulöse Auslöschung auftritt. Der Biotit besitzt die gewöhnlichen Eigenschaften dieses Mineralen. In andern Handstücken desselben Gesteines ist die gneissartige Parallelstructur viel deutlicher ausgeprägt, es bestehen dieselben aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und bläulichgrauem, saussuritartigem Feldspath, in welchem langgezogene Fasern von schwarzem Glimmer der Schieferungsebene des Gesteines parallel eingestreut sind. Nicht selten beobachtet man Biotitblättchen, welche noch deutlich hexagonal begrenzt sind. Unter dem Mikroskop erscheint der Glimmer verbogen und geknickt, ist jedoch meist noch recht frisch.

Vollständig umgewandelt ist der Plagioklas; an dessen Stelle sind linsen- und bandförmig in die Länge gezogene, äusserst feinkörnige Aggregate von Epidot und Zoisit getreten, mit welchen parallel die Quarzaggregate in analoger Ausbildung verlaufen.

Nach obigen Angaben ist also der sogenannte Cristallinagneiss ein Biotitgranit in verschiedenen Stadien dynamometamorpher Umwandlung. Bemerkenswerth ist das beinahe vollständige Fehlen von Orthoklas resp. Mikroklin, infolge dessen das Gestein den Quarzdioriten sich nähert und von den aus normalen Biotitgraniten entstandenen Protoginen sich unterscheidet ¹⁾.

In analoger Weise modificirte, plagioklasreiche Muscovitgranite, derselben Zone angehörend, sind mir von *Stavelatsch in Val Lavaz* bekannt geworden.

3. Diorit von Ufiern.

Von den soeben besprochenen Cristallinagraniten durch ein schmales Band von steilstehendem Gneiss getrennt, findet sich in Form eines Stockes in der *Val Ufiern* ein dioritartiges, hornblendereiches Gestein. (Vgl. Taf. I, Prof. 3.) Die Structur desselben ist richtungslos körnig. Saussuritartiger Feldspath und dunkelgrüne Hornblende, mit braunem Glimmer verwachsen, sind die hauptsächlichen Gemengtheile. Der Feldspath bildet im Dünnschliff scharf umgrenzte, kreuz und quer liegende Leisten, welche, obwohl stark zersetzt, durchweg als Plagioklas zu erkennen sind. Hornblende und Glimmer sind in ihrem Auftreten eng mit einander verbunden. Die Hornblende bildet häufig Zwillinge und zeigt kräftigen Pleochroismus (a = ledergelb, b = olivengrün, c = dunkel olivengrün). Häufig ist die Umwandlung der dunkeln, compacten Hornblende in lichtgrüne, schilfige zu beobachten. Der Glimmer ist normaler Biotit und fast immer ganz frisch. Die kleinen Zwischenräume zwischen den Plagioklasleisten werden durch körnigen Quarz ausgefüllt, der sich durch seine Reinheit scharf von dem trüben Feldspath abhebt. Als accessorische Mineralien sind Apatit und Magnetit zu erwähnen.

Nach Natur und Association seiner Gemengtheile gehört das Gestein zu den quarzführenden Dioriten.

B. Gneisse des östlichen Gotthardmassivs.

Unter den altkrystallinen Gesteinen des Gotthardmassivs sind auch auf Gebiet von Blatt XIV ächte Gneisse in grosser Ausdehnung verbreitet. Die Gesteine, welche *Stapff*²⁾ als Sellagneiss, *Fritsch*³⁾ als Gamsbodengneiss bezeichnet hat, sind zweiglimmerige Gneisse, welche oft als Augengneisse entwickelt sind. Der sogenannte Fibbiagneiss⁴⁾ ist wohl ein schiefriger, dynamometamorpher Granit, also geologisch vom Sellagneiss scharf zu trennen.

¹⁾ Als granitähnliche Gneisse beschreibt *G. v. Rath* (Cit. 32, p. 405) die von Acla bis unterhalb Sta. Maria herrschenden Gesteine.

²⁾ Vgl. Cit. 88.

³⁾ Vgl. Cit. 71.

⁴⁾ Vgl. Cit. 71, p. 20 ff., Cit. 148, p. 83, und Cit. 152, p. 13.

Das Thal der *Unteralp* durchquert eine Zone von zweiglimmerigen Gneissen. Meist sind feinkörnige, schuppige Varietäten vertreten, in welchen Quarz und Feldspath (Orthoklas, etwas weniger Plagioklas) ein regelloses, feinkörniges Gemenge bilden. Der Biotit tritt in Form kleiner Schüppchen auf, die sich zu parallelen Lagen anordnen; mit denselben vergesellschaftet finden sich die etwas grössern Muscovitblättchen. Accessorische Mineralien sind Epidot und Apatit.

Etwas grobkörnigere Gesteine sind als Lagengneisse entwickelt. Der Feldspath ist hier fast ausschliesslich Orthoklas. Solche Lagengneisse zeigen oft prachtvolle Fäldung. Der Orthoklas ist in denselben sehr stark sericitisirt, der Quarz in kleine Körnchen aufgelöst; beide zusammen bilden glimmerfreie Lagen. Sehr schön beobachtet man sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch, dass die Glimmermineralien immer in die Umbiegungsscheitel gedrängt werden.

Bemerkenswerth ist die vollständige Uebereinstimmung der *Unteralpgneisse* mit denjenigen, welche zwischen *Tessinthal* und *Val Piora* auftreten.

Aus der *Val Maigels* liegt mir ein körnig schuppiger, zweiglimmeriger Gneiss vor. Unter dem Mikroskop erscheint der Quarz in Form grösserer, zackig begrenzter Körner; bemerkenswerth ist der Mangel derselben an irgendwelchen Einschlüssen. Der Feldspath ist vorzugsweise Orthoklas, die Individuen zeigen gelegentlich Andeutung krystallographischer Umgrenzung. Biotit ist etwas reichlicher vorhanden als Muscovit, er zeichnet sich durch seinen Reichthum an sagenitartig mit einander verwachsenen Rutilnadelchen aus. Licht röthlichbraune Granatkörner sind als accessorischer Gemengtheil reichlich vorhanden.

Südlich des centralen Protoginstreifens herrschen in der Gebirgsgruppe des *Piz Medel* und *Piz Vial* bis an die Bündnerschiefer des *Greinapasses* eigenthümliche, streifige Gneisse. Die Structur derselben ist eine ausgezeichnet grobkörnig flaserige. Quarz und Feldspath, innig gemengt, bilden unter sich parallele, continuirliche Lagen, oder wo die Feldspäthe grössere Dimensionen erreichen, entstehen Augen, welche als grosse, knollenförmige Anschwellungen in dem Gestein hervortreten. Im Allgemeinen sind diese Gneisse sehr quarzreich. Der Quarz ist immer sehr feinkörnig bis dicht, er durchdringt gleichmässig das ganze Gestein. Die Glimmermineralien treten in wechselnder Menge auf, doch nie so, dass die Gneisse als glimmerreich zu bezeichnen wären. Der Biotit bildet meist dichte Häute, die sich um die Feldspathaugen herumlegen. Muscovitblättchen sind immer den Biotitaggregaten eingestreut. Ausserdem ist noch ein lichtgrüner, äusserst feinschuppiger, sericitartiger Glimmer vorhanden, der, offenbar ein Zersetzungsproduct, unabhängig von dem Auftreten der beiden ersten Glimmer, gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet ist. Mit Hülfe von Salzsäure liess sich in allen Handstücken die Anwesenheit von Carbonaten constatiren.

Unter dem Mikroskop treten an allen Gemengtheilen die Wirkungen der mechanischen Deformation und gleichzeitiger chemischer Umwandlung deutlich zu Tage. Der Feldspath zeigt niemals krystallographische Umgrenzung, die grössern Individuen sind meist Orthoklas, während die kleinern, gewöhnlich stärker zersetzten, vorzugsweise Plagioklas sind. Der Quarz tritt immer in Form von Aggregaten kleiner, eckiger Körner

auf, die zum Theil die Trümmer grösserer, primärer Individuen sind, zum Theil wohl secundären Ursprunges sein dürften. Der dunkle Glimmer besitzt selten noch die Eigenschaften des normalen Biotites; unter Ausscheidung von Eisenoxydhydraten und Rutilnadelchen bilden sich chloritische Aggregate, recht häufig ist auch die Umwandlung von Biotit in Muscovit zu beobachten.

An accessorischen Mineralien sind neben Carbonaten Zirkon und Apatit vertreten, letzterer immer in Form grösserer, rundlicher Körner.

C. Amphibolite.

An mehreren Stellen sind den krystallinen Felsarten des Gotthardmassivs hornblendereiche Gesteine in Form von Bänken oder Linsen, seltener als Stücke eingelagert. Repräsentanten der hauptsächlichsten dieser Vorkommnisse sollen im Folgenden beschrieben werden.

a. Nördlich unterhalb der Spitzen von *Piz Cristallina* und *Piz Vial* (am *Piz Valdraus* und *Lavazgletscher*) zieht sich eine lange, schmale Zone von Hornblendegesteinen hin (vgl. Taf. I, Prof. 3, 4). Die Gesteine derselben bestehen zum grössten Theil aus feinfaseriger, dunkel graugrüner Hornblende, licht gefärbte Gemengtheile sind makroskopisch kaum wahrnehmbar.

Die etwas grobfaserigen Stücke lassen Parallelstructur erkennen. Solche Varietäten zeigen im Dünnschliff ein Gemenge parallel nebeneinander oder unter spitzen Winkeln sich kreuzender, meist quergegliederter Stengel einer lichtgrünen bis farblosen Hornblende, welche die physikalischen Eigenschaften des Strahlsteins besitzt. Die Auslöschung von $c : c$ wurde zu $10-12^\circ$ gemessen, der Pleochroismus ist deutlich, die parallel a und b schwingenden Strahlen erscheinen gelblich, die parallel c schwingenden blaugrün. Zwischen den Hornblendeleisten liegt Feldspath, welcher meist in Sericit umgewandelt ist und in den noch frischen Partien niemals Zwillingstreifung zeigt. Quarz fehlt vollständig.

Andere fein und verworren faserige Stücke enthalten neben der strahlsteinartigen Hornblende Aggregate von stengeligem Zoisit, ferner vereinzelt Schüppchen eines braungelben, nahezu einaxigen Glimmers. Der Feldspath tritt in Form rundlicher Körner auf, zeigt keine Spaltrisse und ist theils wasserklar, theils durch Interpositionen muscovitartiger Schüppchen getrübt. Quarzkörner sind nur vereinzelt zu beobachten. Accessorisch sind Körner eines opaken Eisenerzes verbreitet, welche, von einem breiten Rand von Leukoxen (Titanit) umgeben, manchmal vollständig in dieses Mineral umgewandelt sind. Der so entstandene Titanit bildet Häufchen rundlicher Körner.

b. Unter den Amphiboliten, welche am *Piz Valesa* und *Piz Stavelatsch* in horizontalen Bänken den steilstehenden Gneiss bedecken (vgl. Taf. I, Prof. 4 und 5), finden sich Strahlsteinschiefer, welche mit denjenigen vom *Piz Valdraus* etc. genau überein-

stimmen, indem die mehr grobstengeligen aus Strahlstein fast ausschliesslich bestehen, während die feinkörnigeren Biotit, Feldspath und etwas Quarz enthalten.

Bemerkenswerth sind eigenthümliche gestreifte Gesteine, welche aus regelmässig mit einander abwechselnden, circa 1 cm. mächtigen, hornblendereichen und hornblendefreien Lagen bestehen. In den vorliegenden Stücken sind die weissgefärbten Lagen etwas stärker entwickelt als die dunkeln. Nach dem mikroskopischen Befunde enthalten die letztern neben der vorherrschenden strahlsteinartigen Hornblende etwas zersetzten Feldspath, accessorisch Epidot und Rutil, während die erstern aus zackig begrenzten Körnern von Quarz und Feldspath, wohl meist Orthoklas, bestehen. Die unter *b* beschriebenen Gesteine können wohl kaum als schiefrige Eruptivgesteine gedeutet werden.

D. Weitere Gesteine aus der Gipfelzone Medel-Gaglianera-Cavel.

Da, wo gegen Osten das Gotthardmassiv immer tiefer sinkt, verbreitet sich die Zone der Sericitschiefer, und im Hintergrunde des *Somvixerthales* legen sich dieselben in flachem Gewölbe über den steilstehenden Protogin. (Vgl. Taf. I, Prof. 5 und Taf. VII, Fig. 3 und 4.) Es wurde aus dieser Zone ein sericitischer Schiefer untersucht, sowie zwei Gesteine, die sich als dynamometamorphe Quarzporphyre erwiesen. Die oben unter C, *a* beschriebenen Amphibolite gehören ebenfalls dieser Zone an.

1. Sericitischer Schiefer von der flachen Decke des Protogines am Sutglatzsch-Gletscher.

Das Gestein ist schiefrig feinkörnig und sehr quarzreich. Das Glimmermineral ist äusserst feinschuppig. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht die Hauptmasse des Gesteins aus kleinen, unregelmässig zackig begrenzten Quarzkörnern, die sich zu grössern Partien vereinigen. Die Begrenzung der einzelnen Individuen der Aggregate ist meist an feinen Rissen, die mit zarten Häutchen von Eisenhydroxyd bekleidet sind, zu erkennen. Um diese Aggregate von Quarzkörnern legen sich, zu Fasern innig mit einander verflochten, Feldspath und Glimmer. Der Feldspath ist stark zersetzt; die Zersetzungsproducte sind trübe Flocken, Muscovitschüppchen und Epidotkryställchen. Der Glimmer bildet braune, schuppige Aggregate winziger Blättchen und zeigt deutlichen Pleochroismus — ledergelb, wenn das Licht parallel zur Spaltung schwingt, blass hellgelb bis farblos, wenn es senkrecht dazu schwingt.

Opake Erze — nach dem Glanz im reflectirten Licht Magnetit — treten vorzugsweise in den Glimmerfasern auf. Als Einschlüsse in allen Gemengtheilen findet sich Apatit und in relativ bedeutender Zahl Zirkon.

2. Quarzporphyrchiefer.

Zwei Gesteine, welche zum Complex der Sericitschiefer (*Sc* der Karte) gehören, erwiesen sich als dynamometamorphe Quarzporphyre. Das erste stammt vom *Piz Cavel*

und besteht aus einer weissen schiefrigen Grundmasse, in welcher Quarzkörner eingesprengt liegen. Auch Feldspatheinsprenglinge sind vorhanden, da dieselben jedoch wie die Grundmasse gefärbt sind, treten sie weniger deutlich hervor. Die Schieferung des Gesteines scheint eine secundäre, in Folge des Gebirgsdruckes entstandene zu sein. Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzindividuen meist geradlinige Begrenzung; oft sind sie zersprengt. Einbuchtungen und Einschlüsse von Grundmasse sind häufig zu beobachten. Der Feldspath tritt in Form von Leisten auf. Es scheint Orthoklas vorzuliegen; gewöhnlich ist er in ein Gemenge von Sericit und Quarz umgewandelt. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Quarz und Sericit. Häufig erlangen die Sericitblättchen in der Nähe von Einsprenglingen grössere Dimensionen und ahmen dann in der Art ihrer Anordnung Fluidalstructur nach.

Das Gestein stimmt vollständig mit dynamometamorphen, schiefrigen Quarzporphyren überein, wie sie die *Alpnoferplatten* an der *Windgälle* zusammensetzen.

Ebenfalls als schiefriger Quarzporphyr ist ein zweites Gestein zu bezeichnen, welches bei *Fronscha* (Punkt 1844 der Karte) im Hintergrund des *Somvixerthales* gesammelt wurde. Dasselbe ist von graulichgrüner Farbe, felsitisch dicht und etwas schiefrig. Kleine Quarzkörner finden sich vereinzelt in der Grundmasse eingestreut.

Im Dünnschliff zeigt die Grundmasse schiefriges Gefüge in Folge von Streckung, indem die reichlich vorhandenen Muscovitschüppchen alle nach derselben Richtung angeordnet sind. Ausserdem enthält die Grundmasse Quarz und Feldspath, meist Orthoklas. Einsprenglinge sind spärlich vorhanden. Die zerbrochenen Quarzindividuen, theils gerundet, theils krystallographisch begrenzt, enthalten häufig Einbuchtungen von Grundmasse. Die wenigen Feldspatheinsprenglinge sind Plagioklas und besitzen immer rectanguläre Umrisse. Sehr verbreitet in dem Gestein sind Calcitkörner, offenbar secundären Ursprunges.

Die beiden zuletzt beschriebenen Gesteine zeigen, dass in der That gewisse makroskopisch als Sericitschiefer erscheinende Gesteine von eruptiven Quarzporphyren herzu-leiten sind.

IV.

Die Gesteine des Adulamassivs.¹⁾



Im nordwestlichen Graubünden treffen wir inmitten der Bündnerschiefer in Form eines dreieckigen Zipfels das nördliche Ende der Gneissmasse des *Adulagebirges*, welche beim Dörfchen *Vals* gänzlich unter den jüngern, concordant darüber liegenden Schiefen verschwindet. Die krystallinen Schiefer der Adulamasse sind in Beziehung auf Lagerung und petrographische Zusammensetzung durchaus verschieden von denen des Gotthard- und Aarmassivs; — Simplon, Tessiner Alpen und Silvretta hingegen bieten einige Analogien. Durch das ganze, ausgedehnte Gebirgssystem herrscht ein schöner schuppiger, seltener plattiger Gneiss, dessen Glimmer von eigenthümlicher lichtgrüner Farbe ist. Einlagerungen von Marmor, Granatmuscovitschiefer und granatführenden Amphiboliten sind verbreitet; grobkörnige Feldspath-amphibolite, wie solche in langen Zügen den krystallinen Gesteinen des Aarmassivs eingelagert sind, fehlen vollständig.

Mit der petrographischen Einförmigkeit der Gesteine geht Hand in Hand eine durch das ganze Gebiet constante einfache Lagerung.

A. Der Adulagneiss.

«*Gn Gl*, glimmerreicher Gneiss» der Karte Blatt XIV.

In allen Varietäten des Gneisses tritt der Quarz in Form kleinkörniger Aggregate auf, welche in Folge der Feinheit des Kornes weiss gefärbt sind. Im Dünnschliff erscheinen die Körner unregelmässig, meist rundlich begrenzt. Flüssigkeitseinschlüsse sind verhältnissmässig selten, wogegen Einschlüsse von lebhaft polarisirenden Kryställchen (Zirkon) sehr häufig sind.

Die Menge und Erscheinungsform des Feldspathes ist eine sehr wechselnde. Durchgehend ist derselbe recht frisch, niemals beobachtet man Sericitbildung in bedeutendem Grade. Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle sind sehr verbreitet. Am häufigsten tritt der Feldspath mitten in den Quarzaggregaten in Form unregelmässig begrenzter Körner oder Leisten auf. Makroskopisch ist er dann schwierig zu erkennen,

¹⁾ Literatur Cit. 23, Bd. I, p. 242. — Cit. 32, p. 464. — Cit. 137 und Cit. 138.

da er, wie der Quarz, mit dem er vergesellschaftet ist, weiss gefärbt erscheint und da an den kleinen Individuen die Spaltbarkeit wenig hervortritt. In einigen Varietäten ist die Menge des Feldspathes eine so geringe, dass dieselben als Glimmerschiefer bezeichnet werden können.

Neben den herrschenden gleichkörnigen Gneissen treten auch Augengneisse auf, in welchen der Feldspath, untermengt mit Quarz, scharf begrenzte Linsen bildet, die parallel der Schieferung des Gneisses liegen und von Glimmerlagen umhüllt werden. Auf den Flächen senkrecht zur Schieferung ist der Querschnitt dieser Linsen meist 2—3 cm. lang und circa 1 cm. breit. Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen die Augen aus grössern und kleinern Feldspathindividuen, welche kreuz und quer durcheinander liegen. Der Quarz häuft sich meist in den randlichen Partien dieser Ausscheidungen.

Der am häufigsten auftretende Feldspath ist Mikroklin. Die kleinen Körner sind ganz wasserklar, sie zeigen bei gekreuzten Nicols Gitterstructur und in der Regel undulöse Auslöschung. Grössere Individuen, wie sie in den Feldspathaugen auftreten, wurden genauer untersucht. Der Spaltwinkel von P:M beträgt $90^{\circ} 21'$, Schliffe parallel P zeigen die feinen rechtwinklig sich kreuzenden Zwillingslamellen, welche je 16° schief auslöschen. Verwachsungen von Mikroklin mit Orthoklas und Plagioklas sind häufig. Orthoklas, meist Zwillinge bildend, herrscht in einzelnen Handstücken vor. Die Individuen sind gewöhnlich grösser, als die des Mikroklin. In einem strahlsteinführenden Gneiss vom *Frunstafel* am *Frunthorn* ist sämtlicher Feldspath Orthoklas. Plagioklas, mit verhältnissmässig breiten Zwillingslamellen, ist fast in jedem Handstück in geringen Mengen vorhanden. Nach der chemischen Prüfung scheint Albit vorzuliegen.

Der charakteristische Gemengtheil der Adulagneisse ist ein grüner Glimmer mit perlmutterartigem Metallglanz. Die Blättchen sind gewöhnlich circa 1 mm. gross, in einigen Varietäten erreichen sie jedoch einen Durchmesser von 4—5 mm. Sechseckig begrenzte Individuen wurden nie beobachtet. Die Mehrzahl der Gneisse ist als glimmerreich zu bezeichnen. Bei der Isolirung des Glimmers mittelst Thoulet'scher Lösung ergab sich in einem Handstück ein Gehalt von 32 % Glimmer und 68 % Quarz und Feldspath; in einem andern machte der Glimmer circa 15 % des Gneisses aus. Die Glimmerblättchen liegen unter einander immer vollkommen parallel, sie sind entweder im Gestein zerstreut (schuppiger Gneiss) oder sie bilden zusammenhängende Lagen (plattiger, schieferiger Gneiss). Anordnung des Glimmers in Fasern findet nicht statt. Wo Glimmer in grösserer Menge auftritt, beobachtet man meist ein Zurücktreten des Feldspathes, Carbonate stellen sich ein, das Gestein ist als Glimmerschiefer zu bezeichnen.

Auf dem Kamme von *Scherboden* und *Frunthorn*, wo die steil aufgerichteten Gneisse in scharfem Knie sich flach nach Süden umlegen, erlitten dieselben mechanische Deformationen, in Folge deren die Gemengtheile in ihrer ursprünglichen Lage gestört worden sind. Man beobachtet bis $\frac{1}{2}$ m. dicke Platten von mehreren Quadratmetern Oberfläche, welche als Ganzes schwach gekrümmt, im Einzelnen aber wellenförmig gebogen sind. Die ursprünglich parallel mit den Schichtflächen liegenden Feldspathaugen stellen sich senkrecht dazu, ebenso werden die Glimmerblättchen aufgestellt und häufen sich,

mannigfach zerknickt, dichtgedrängt zu Fasern in der Nähe der Augen an, als ob sie durch dieselben gestaut worden wären. Vgl. Photographie Nr. 2. Die Herausbildung einer Transversalschieferung durch Druck lässt sich auf diese Weise Schritt für Schritt verfolgen. An manchen Stellen des erwähnten Kammes zerfällt infolge der sich kreuzenden Ebenen ursprünglicher Schieferung und nachträglich entstandener Transversalschieferung die ganze Gesteinsmasse in lange, dünne Stengel, welche wie Brennholzscheiter aufeinander liegen ¹⁾.

Die qualitative chemische Prüfung des grünen Glimmers zeigte, dass derselbe zu den Kaliglimmern gehört. Unter dem Mikroskop tritt er in Form scharf begrenzter Blättchen und Leisten auf, erscheint licht grünlich gefärbt und zeigt in Schnitten senkrecht zur Basis deutlichen Pleochroismus. Die parallel der Spaltung schwingenden Strahlen sind licht grünlich-gelb bis graulich-grün, die senkrecht dazu schwingenden nahezu farblos. Basale Blättchen sind häufig doppelbrechend und lassen dann ebenfalls Pleochroismus erkennen. Bei der Untersuchung in convergentem polarisiertem Licht zeigte sich, dass der optische Axenwinkel der scheinbar gleichartigen Glimmer in weiten Grenzen schwankt, indem sich sowohl optisch einaxige, als auch deutlich zweiaxige Blättchen finden. In demselben Handstück ist immer ein bestimmter Glimmer vorherrschend, von 37 untersuchten Handstücken enthalten 19 einaxigen, die übrigen zwei-axigen Glimmer. *E. A. Wülfing* ²⁾ hat auf meine Veranlassung einen einaxigen und einen zwei-axigen Glimmer genauer chemisch und optisch untersucht. Das Resultat der Untersuchung ist folgendes: Der einaxige Glimmer (I) stammt aus einem feldspath-armen Gneiss. Er tritt in 4—5 mm. grossen Blättchen auf und ist graugrün gefärbt. Beim Erhitzen wird der Glimmer zwei-axig, nimmt aber bei der Abkühlung sehr bald wieder einaxigen Charakter an. Er scheint ein Glimmer erster Art zu sein. Die mit Hilfe der Thoulet'schen Lösung isolirte Menge war vom spezifischen Gewichte 2,887 bis 2,846. — Der zwei-axige Glimmer (II) wurde aus einem Augengneiss isolirt, er ist intensiv grün gefärbt und tritt in Blättchen auf, deren Durchmesser im Mittel nur 1 mm. beträgt. Basale Blättchen sind merklich pleochroitisch, der scheinbare Axenwinkel beträgt 52°. Die isolirte, zur Analyse verwendete Menge besass das Volumgewicht 2,916 bis 2,873. Glimmer II ist also merklich schwerer als Glimmer I.

Die Analysen lieferten folgende Zahlen:

	Glimmer I.	Glimmer II.
TiO ²	0,11	0,18
SiO ²	47,69	47,72
Al ² O ³	28,30	25,96
Fe ² O ³	1,02	1,76
FeO	3,88	6,55
Transport	81,00	82,17

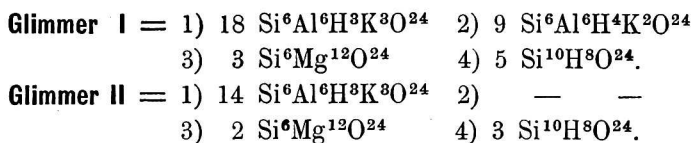
¹⁾ Vgl. Cit. 154, p. 3. Ferner Jahrb. S. A. C. VIII, 1872—73, p. 48. (Abbildung des Frunthorngrates, gezeichnet von Zeller-Horner.)

²⁾ Vgl. Cit. 138.

	Glimmer I.	Glimmer II.
Transport	81,00	82,17
MgO	2,72	2,30
K ² O	9,06	10,18
Na ² O	1,87	1,70
H ² O	4,07	3,42
	98,72	99,77

Glimmer I ist etwas thonerdereicher als Glimmer II, welch' letzterer hingegen mehr FeO enthält als Glimmer I. Beide Glimmer gehören zu den Muscoviten und zwar zu der kieselsäurereichern Abtheilung derselben, welche *Tschermak* als *Phengite* bezeichnete.

Wülfing berechnete die Daten der Analyse und fand, dass gemäss der *Tschermak*-schen Theorie die beiden Glimmer als molekulare Mischungen folgender Verbindungen betrachtet werden können:



Andere Glimmermineralien als die beschriebenen *Phengite* finden sich selten in den *Adulagneissen*. Kleine Schüppchen eines dunkelgrünen, stark pleochroitischen *Magnesia-glimmers* wurden in *Gneissen* aus der Umgebung von *Zervreila* beobachtet. Einige *epidotreiche* Varietäten enthalten zahlreiche *Chloritschüppchen*.

Ein *epidot-* und *granatreicher* *Gneiss*, welcher bei der *Calvarikapelle*, am Wege von *Vals* nach *Zervreila*, ansteht, enthält längliche, dunkelblaue Knötchen, die aus *Glaucophan* bestehen. Vor dem Löthrohr schmilzt dies Mineral leicht zu einem olivengrünen Glase. Die mikrochemische Prüfung mit *Kieselflussssäure* ergab *Natrium-* und *Eisensalze*. Im Dünnschliff zeigen die Individuen meist stengeligen Habitus. Sie sind sehr unregelmässig begrenzt und lückenhaftes Wachsthum, wie es so häufig am *Strahlstein* beobachtet wird, ist ihnen eigenthümlich. Die Spaltbarkeit nach ∞P ist sehr vollkommen; die Schiefe der Auslöschung zu den Spaltrissen beträgt 6—12°. In Folge des kräftigen *Pleochroismus* erscheint das parallel ϵ schwingende Licht *ultramarinblau* bis *blaugrün*, das senkrecht dazu schwingende Licht *gelbgrün*. *Strahlstein*, welcher in den dem *Gneiss* eingelagerten Gesteinen eine so grosse Rolle spielt, tritt als reichlicher Gemengtheil in einem *granatreichen* *Gneiss* auf, welcher beim *Frunstafel* am Südabhang des *Frunthornes* sich findet. Der *Feldspath* ist in diesem *Gneiss* ausschliesslich *Orthoklas*.

In manchen *Gneissen* treten, jedoch selten gleichzeitig, *Granat* und *Epidot* als charakteristische accessorische Gemengtheile auf. Die *Granaten* sind *licht braunroth* gefärbt und verhalten sich immer *isotrop*. In Form rissiger, gelegentlich *krystallographisch* begrenzter Körner häufen sie sich im Dünnschliff an einzelnen Stellen.

Der *Epidot*, meist von *Chloritschüppchen* begleitet, bildet ebenfalls kleine Körner, die sich oft zu *Aggregaten* anhäufen. Sie sind meist sehr *licht* gefärbt; intensiv *gelb-*

grüne, stark pleochroitische Körner sind seltener. — In ähnlicher Weise auftretende, ebenfalls stark lichtbrechende, braune, pleochroitische Körner dürften Titanit sein.

Nicht selten wurden unter dem Mikroskop Körner eines farblosen, stark lichtbrechenden Mineralen beobachtet. Die im Dünnschliff untersuchten Durchschnitte verhielten sich alle doppelbrechend. Bei der Isolirung des Glimmers vermittelt Thoulet'scher Lösung fielen diese Körner untermengt mit Epidot, Zirkon und Erzen aus. Nach weiterer Trennung mit Klein'scher Lösung wurde das Mineral rein erhalten. Es liessen sich alle wesentlichen Eigenschaften des Apatites feststellen: Optische Einaxigkeit, negativer Charakter der Doppelbrechung, Härte 5—5½; leichte Löslichkeit in Salz- und Salpetersäure; Gehalt an Phosphorsäure, Kalk, Fluor und Chlor. Es ist bemerkenswerth, dass der Apatit in Form platter Körner auftritt. Nur wenige auf der flachen Seite liegende Körner verhalten sich isotrop, die Abplattung ist also in der Regel parallel der Verticalaxe.

Calcit findet sich ausschliesslich in den glimmerreichen, feldspatharmen Varietäten.

Als weitere accessorische Gemengtheile sind in den Gneissen Pyrit, Magnetit, Zirkon, Turmalin und Rutil verbreitet. Letzterer bildet säulige, unregelmässig begrenzte Kryställchen von nelkenbrauner Farbe und deutlich wahrnehmbarer, stärkerer Absorption des ausserordentlichen Strahles.

Es war mir nicht möglich, in der Art der Verbreitung der verschiedenen Gneissvarietäten, welche nach der genauern Untersuchung sich unterscheiden lassen, irgend eine Gesetzmässigkeit zu finden. Die gesammten Gneisse bilden eine einheitliche geognostische Masse, innerhalb welcher die verschiedenen Spielarten beliebig mit einander wechseln.

B. Einlagerungen im Gneiss.

Eine bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit der Adulagneissmasse ist das Vorkommen schicht- oder linsenförmiger Einlagerungen von Granatmuscovitschiefern, Amphiboliten und dolomitischen, muscovitführenden Marmoren.

1. Granatführende Muscovitschiefer wurden von A. Heim in weiter Verbreitung am *Guraletschhorn* beim *Selvasee* etc. beobachtet, ich fand sie ferner südöstlich unterhalb der Passhöhe zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg*. Das Gestein ist vollkommen schiefrig, die Schieferungsfläche stark gefältelt. Vorherrschender Gemengtheil ist perlmutterglänzender, in zusammenhängenden Lagen auftretender Muscovit. Daneben erscheint an einzelnen Stellen intensiv grüner Chlorit. Granat, theils in Form von Rhombendodekaedern, von Chlorit überkrustet, bis 1 cm. im Querschnitt messend, theils als erbsengrosse, braune Körner, ist reichlich vorhanden, und bildet im Gestein knotige Anschwellungen, welche auf den Schichtflächen herauswittern.

Der Muscovit erscheint im Dünnschliff zu langgestreckten Flasern aggregirt. Er enthält in grosser Menge Rutilmikrolithe von lichtgelber Farbe, welche häufig Zwillinge

nach $P \infty$ und $3 P \infty$ bilden, ferner Turmalinkrystalle, bis 0,12 mm. lang und 0,02 mm. breit, in deutlich hemimorpher Ausbildung.

Zwischen den Muscovitfasern häuft sich an einzelnen Stellen brauner, zersetzter Biotit und dunkelgrüner Chlorit, welch' letzterer namentlich die Granaten randlich umsäumt. Körnige Aggregate von Quarz liegen zwischen den Glimmerfasern und bilden bald kurze und gedrungene, bald langgestreckte Linsen. Die Granatkörner sind isotrop und schwach röthlich gefärbt, sie werden von netzförmig verlaufenden Sprüngen durchzogen, auf welchen sich Chlorit ansiedelt. Als Einschlüsse im Granat findet sich sehr verbreitet Chloritoid, in Form kleiner Schüppchen. Blättchen mit Spaltbarkeit zeigen eine Auslöschung von circa 15° . Der Pleochroismus ist sehr kräftig (a = olivengrün, b = indigoblau, c = gelbgrün). Auf basalen Blättchen sieht man am Rande des Gesichtsfeldes zwei Axen austreten, an welchen die deutliche Dispersion $\rho > \nu$ beobachtet werden kann. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Der Chloritoid findet sich ausschliesslich als Einschluss im Granat.

Die mechanische Deformation der Granaten wurde sehr schön in den Muscovitschiefern des Grates zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg* beobachtet. (Vgl. Photographie Nr. 3.) Die rundlichen Körner sind elliptisch in die Länge gezogen und gleichzeitig innerlich zertrümmert. Man beobachtet an beiden Enden der elliptischen Durchschnitte annähernd rechteckige Stücke, welche, dicht gedrängt, im Allgemeinen quer liegen; die mittleren Theile der Granatkörner setzen sich aus der Länge nach angeordneten Fasern zusammen. Bei mehreren hinter einander liegenden, derartig modificirten Granatkörnern sind die Bruchstücke und Fasern an dem einen Ende nach rechts, an dem andern nach links ausgebogen, so dass die ganze Granatmasse innerlich gedreht erscheint. Langgezogene Muscovitfasern legen sich tangential an die Seiten der elliptischen Durchschnitte, Chlorit umsäumt die Granaten und windet sich zwischen den Trümmern hindurch. Beiderseits vor den spitzen Enden der Granaten sammelt sich der Quarz in kleinkörnigen Aggregaten an.

2. Die Amphibolite sind viel weniger verbreitet und erscheinen von dem Gneiss schärfer getrennt, als die Granatglimmerschiefer. Meist zeigen sie nur undeutliche Schichtung. Man kann verschiedene Gesteinstypen unterscheiden.

a) Eklogitartige Gesteine. Am Südende des kleinen See's am *Ampervreilerhorn* bildet ein graugrünes, sehr zähes, in eckige Blöcke zerfallendes Gestein einen am Berghang scharf hervortretenden Felsriegel. Makroskopisch treten in demselben zahlreiche, bis hirsekorn-grosse, rothbraune Körner von Granat, silberglänzende Schüppchen von Muscovit, Körner von Pyrit und Calcit hervor. Bemerkenswerth sind ferner bis 2 cm. lange und $\frac{1}{2}$ cm. breite, ganz vereinzelt auftretende, krystallinische Individuen von Rutil, welche ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel einer Längsrichtung zeigen.

Nach der mikroskopischen Untersuchung ist strahlsteinartige Hornblende der Hauptgemengtheil. Sie bildet zusammenhängende, feinfaserige bis feinblättrige oder stengelige Aggregate. Basale Schnitte mit prismatischer Spaltung sind nur selten zu

beobachten. Die Auslöschungsschiefe von ϵ zu c beträgt 16° . Pleochroismus ist wahrnehmbar, aber schwach. Die parallel ϵ schwingenden Strahlen sind bläulich-grün, die parallel a und b schwingenden Licht gelblich-grün.

Muscovit bildet einzelne grössere, scharf begrenzte, vollkommen farblose Blättchen.

Zwischen den Hornblendefasern liegen überall farblose, quergegliederte Säulchen von Epidot, welche in der Regel feine, parallel der Längsrichtung verlaufende Spaltungsdurchgänge zeigen. Meistens liegt die Richtung der Auslöschung parallel zu den Spaltrissen; doch finden sich auch schief auslöschende Durchschnitte. Die Säulen zeigen in convergentem, polarisirtem Licht stets den Austritt einer Axe, oft auch ein vollständiges zweiachsiges Bild. Die Axenebene liegt senkrecht zur Spaltrichtung.

Quarz und Feldspath erscheinen sehr spärlich und treten in Form kleiner, ganz unregelmässig begrenzter Individuen zwischen den übrigen Gemengtheilen zerstreut auf. Die in grosser Zahl vorhandenen Granatkörner erscheinen im Dünnschliff farblos bis schwach röthlich gefärbt. Sie sind oft geradlinig begrenzt und stets in allen Richtungen von Rissen durchzogen. Zwischen gekreuzten Nicols verhalten sie sich isotrop. Man kann sämtliche übrigen Gemengtheile des Gesteins in grosser Menge als Einschlüsse im Granat beobachten. Ausser dem schon makroskopisch wahrnehmbaren Rutil stellen sich noch zahlreiche Kryställchen von mikroskopischen Dimensionen ein. Nur die kleinern Individuen zeigen eine krystallographische Begrenzung. Der Rutil ist intensiv gelbbraun gefärbt und zeigt deutlich die stärkere Absorption des ausserordentlichen Strahles. Die Spaltbarkeit nach ∞P ist überall wahrnehmbar. Einzelne Körner sind polysynthetische Zwillinge. Die Zwillingslamellen nach $P \infty$ durchsetzen die Krystalle fast vollständig¹⁾.

Von dem beschriebenen Gestein weichen einzelne Varietäten ab, indem die Granaten seltener werden und Feldspath in etwas grösserer Menge an der Zusammensetzung des Gesteins Theil nimmt. Der Strahlstein tritt im Dünnschliff in Form breiter Säulen auf. Basale Schnitte mit deutlichen Spaltrissen nach ∞P sind häufig. Färbung und Pleochroismus sind intensiver, als in der ersten Varietät. Da jene farblosen Säulen, welche im vorigen Gestein als Epidot gedeutet wurden, hier grössere Dimensionen erreichen, so liessen sich auch Durchschnitte ungefähr nach $\infty R \infty$ mit unter 115° sich schneidenden Spaltungsdurchgängen auffinden. Der Feldspath bildet unregelmässig begrenzte Körner. Er ist noch recht frisch und zeigt meist Zwillingsstreifung. Als Einschlüsse enthält er Hornblendebruchstücke, Muscovitfasern und Zirkonmikrolithe.

b) Strahlsteinepidotschiefer. Am Bergabhang oberhalb der *Calvarikapelle*, zwischen *Vals* und *Zervreila*, tritt an mehreren Stellen bankförmig im Gneiss ein zähes, feinkörniges Gestein auf, welches fein gebändert ist, indem gelbliche epidotreiche und grünliche hornblendereiche Lagen mit einander abwechseln. Meist zeigt sich im Handstück eine deutliche Fältelung.

Der Habitus der Hornblende ist derjenige des stengeligen bis faserigen Strahlsteines. Epidot ist ebenso reichlich als Hornblende vertreten, häuft sich zu stengeligen Aggregaten an, und ist farblos oder blassgelblich gefärbt. Aus dem in concentrirte

¹⁾ Vgl. *Rosenbusch*. Mikroskop. Physiogr., Bd. I, p. 299.

Thoulet'sche Lösung gebrachten Gesteinspulver fielen die hellgelblichen Körner von Epidot mit wenig Hornblende vermischt aus. Mit Kieselflusssäure behandelt, lieferten sie vornehmlich Calciumsalze. Feldspath und Muscovit sind sehr spärlich vorhanden. Accessorisch treten auf Granat und verhältnissmässig grosse intensiv bräunlichgelbe Körner und Krystalle von Rutil.

Muscovitreiche Epidotstrahlsteinschiefer finden sich ferner oberhalb der Hütten von *Finsterbachalp*. Hornblende und Epidot sind hier intensiver gefärbt als in den zuletzt beschriebenen Gesteinen und opake Erze stellen sich etwas reichlicher ein. Aehnliche grüne Schiefer, welche auf der Passhöhe zwischen *Frunthorn* und *Schwarzhorn* den Gneissen eingelagert sind, zeichnen sich durch ihren Gehalt an feinvertheilten Carbonaten aus.

Es ist zu betonen, dass die beschriebenen, bankförmig den Gneissen eingelagerten Strahlsteinepidotschiefer die grösste Aehnlichkeit zeigen mit den auf der Karte mit *Sv* bezeichneten «Grünen Schiefern», welche zum System der Bündnerschiefer gehören und als dynamometamorphe Diabase sich erweisen.

3. Die Marmore treten als concordant eingelagerte Schichten oder langgestreckte Linsen im Gneiss auf. Sie sind namentlich verbreitet am N-W- und am S-Abhang des Valserrheinthaies. Sie sind feinkörnig bis dicht, cipolinartig. Durch die qualitative Analyse wurde ein bedeutender Magnesiagehalt, sowie etwas Thonerde nachgewiesen. Blassgrüne Muscovitschüppchen, unter sich parallel liegend, sind dem Marmor eingestreut. Andere Silicate fehlen.

4. Nachtrag. Gesteine aus dem Zäpportthal. Auf einer Excursion durch das *Zäpportthal* nach dem *Paradiesgletscher* (vgl. Blatt XIX) hatte ich Gelegenheit, die beschriebenen Adulagneisse in ihrer Fortsetzung nach Süden zu beobachten (vgl. Taf. II, Profil Nr. 6). Es kehren hier genau dieselben Typen wieder, welche aus der Umgegend von *Vals* und *Zervreila* beschrieben wurden. Im Allgemeinen ist aber nicht zu verkennen, dass typische Gneisse viel verbreiteter sind, als die glimmerreichen, feldspatharmen Gesteine, welche Uebergänge zu Glimmerschiefern bilden. Mehrfach wurden auch zweiglimmerige Gneisse beobachtet, welche mit Tessinergneissen übereinstimmen. Der dunkle Glimmer ist in denselben meist chloritisirt. Bemerkenswerth ist das reichliche Vorhandensein von grossen, fast farblosen, offenbar primären Epidotkörnern, auch Zoisit tritt ähnlich auf.

Auch in diesen Theilen der Adulagneisse sind Einlagerungen von rutilreichen, eklogitartigen Amphiboliten sehr verbreitet (z. B. in den Umgebungen der Clubhütte von *Zäpport*). Neu ist eine ziemlich grobkörnige Varietät, welche aus bläulich-grüner Hornblende, Quarz und Flasern eines seidenglänzenden, lichtbraunen Glimmers besteht. Eigenthümlich ist das Auftreten des makroskopisch nicht wahrnehmbaren Granates. Die Kryställchen desselben finden sich hauptsächlich als Einschlüsse in der strahlsteinartigen Hornblende. Sie sind meist nicht ausgewachsen, stellen mehr oder weniger dünne, polygonale Ringe dar, welche unveränderte, mit der aussenliegenden gleich orientirte Hornblendesubstanz einschliessen (vgl. Photographie Nr. 4).

In Blöcken beobachtete ich auch ächte Eklogite, welche aus einer feinfaserigen, grünen Omphacit-Grundmasse, eingesprengten, rothen Granatkörnern und Muscovitschüppchen bestehen. Im Dünnschliff erscheinen die Granaten meist gesetzmässig begrenzt. Der in stengeligen Aggregaten auftretende, schwach grünliche bis farblose Omphacit charakterisirt sich durch starke Lichtbrechung, grosse Auslöschungsschiefe und gelegentlich auftretende, rechtwinklig sich kreuzende Spaltrisse. Sehr verbreitet in der Omphacitmasse sind stengelige Krystalle von Zoisit und Epidot, Smaragdit hingegen ist selten.

Die deutliche, auf grosse Ausdehnung constante Schichtung der Gneisse, das Vordominiren von Kaliglimmer, Herausbildung eigentlicher Glimmerschiefer, sowie das Vorkommen untergeordneter Lagen abweichend zusammengesetzter Gesteine sind die hervortretenden Eigenthümlichkeiten der Adula-Gneissmasse. Analoge Verhältnisse finden wir in den meisten Gebieten krystalliner Schiefer auf der südlichen Hälfte der westlichen Alpen. Die Masse des Simplon zeigt in Beziehung auf Lagerung und Natur der Gesteine eine überraschende Uebereinstimmung mit dem Adulamassiv, — es sind freilich in unserem Gebiete (Bl. XIV) die Aequivalente der liegenden Antigorio-Gneisse nicht aufgeschlossen.¹⁾ Dass die Adulagneisse der jüngern (hercynischen) Gneisstufe zugerechnet werden dürfen, kann nach den vorliegenden Mittheilungen als festgestellt gelten. Es mag noch hervorgehoben werden, dass die Einlagerungen, Marmor, sowie Granat und epidotreiche Amphibolite, sämmtliche aus vorzugsweise kalkhaltigen Mineralien bestehen. Serpentine fehlen vollständig.

¹⁾ Vgl. *Renevier, Heim* etc. Etude géol. sur le nouveau projet du tunnel coudé, traversant le massif du Simplon (Bull. soc. vaud. d. sciences nat. Lausanne 1883); und ferner oben Seite 354.

V.

Ueber die petrographische Natur der Bündnerschiefer.

„Dieselben Mächte, welche die Andes- und Himalayakette bis zur Schneeregion gehoben, haben neue Mischungen und neues Gewebe in den Felsmassen erzeugt, umgewandelt die Schichten, die aus vielbelebten, mit organischen Stoffen geschwängerten Flüssigkeiten sich früher niedergeschlagen.“

Humboldt, Kosmos I, 169.

Die auf der Karte als Bündnerschiefer bezeichneten Gesteine bestehen aus einem Complex petrographisch äusserst heterogener Dinge. Im Grossen und Ganzen sind es schiefrige Gesteine von kalkig-thonigem Charakter, häufig reich an Kieselsäure; reine Thonschiefer sind selten; dagegen treffen wir häufig auf Lagen von Marmor und auf sandsteinartige Schichten. Sämmtliche Bündnerschiefer sind mehr oder weniger krystallin umgewandelt; den höchsten Grad der Metamorphose finden wir da, wo sie in schmalen Zonen zwischen Centralmassiven eingeklemmt sind, also im Westen des Kartenblattes. In Folge des Umstandes, dass das ursprüngliche Material der als Bündnerschiefer bezeichneten Gebilde äusserst mannigfaltig ist, dass ferner bei verschiedenen Graden der Umwandlung ursprünglich gleichartige Gesteine in sehr verschiedenen Gestaltungen auftreten können, hält es schwer, die zahllosen Varietäten zu classificiren.

Die Hauptmasse der Schiefer wird unter dem Namen «Graue und schwarze Bündnerschiefer» zusammengefasst (Abschnitt A). Ein einheitliches Ganzes bilden die grünen Schiefer (*Sv* der Karte) — es sind schiefrige Diabase (Abschnitt B). — In einem Abschnitte C betrachten wir die mitten im grauen Bündnerschiefer auftretenden Juraablagerungen der Umgebung von *Bonaduz* im Hinterrheinthale.

A. Die grauen und schwarzen Bündnerschiefer.

Nach makroskopischem Habitus könnte man vielleicht — wie es *A. Heim* im I. Theile gethan hat — unveränderte und metamorphe Bündnerschiefer unterscheiden; die mikroskopische Untersuchung zeigt jedoch, dass eine derartige Trennung nur als ein mehr

oder weniger durchführbar ist. Ich werde versuchen, den ganzen Complex dieser Schiefer nach ihrer Zusammensetzung und Structur in mehrere natürliche Gruppen zu gliedern. Freilich wird es auch nicht möglich sein, diese Gruppen scharf gegen einander abzugrenzen, da mannigfache Uebergänge in der Natur vorhanden sind. Eine gewisse Selbstständigkeit besitzt die erste Gruppe, diejenige der grauen, körnigen Kalkphyllite.

1. Graue, körnige Kalkphyllite.

In den Gebieten des *Hinterrheins* (*Heinzenberg, Via Mala, Schams*), ferner in *Saflen*, im Thale des *Glenners* und in der *Gola di Sosto*, nördlich von *Olivone*, herrschen graue, körnige Kalkphyllite vor. In der Gegend des *Scopi* und bei *Piora* fehlen sie keineswegs, sind aber weniger mächtig entwickelt ¹⁾. Sie bestehen im Wesentlichen aus Quarz und Calcit, enthalten immer reichlich Muscovitblättchen und fein vertheilte kohlige Substanzen. Pyrit ist überall eingesprengt. Biotit tritt seltener auf. Meist zeigen diese Gesteine ausgezeichnete Parallelstructur. Sie sind entweder gleichmässig schiefrig oder es wechseln weisse, aus Quarz und Calcit bestehende, mit grauen, glimmerreichen Lagen ab; in der Regel beobachtet man starke Fältelungen. Die ganze Masse ist oft von Calcit- und Quarzsecretionsgängen durchsetzt. In ihrer gleichförmigen Ausbildung auf weite Strecken erinnern diese Gesteine in der That an paläozoische Bildungen.

Unter dem Mikroskope bilden Quarz- und Calcitkörner ein unregelmässig körniges Gemenge. Die Calcitindividuen sind gewöhnlich etwas grösser als die Quarzkörner und zeigen immer Zwillingsstreifung. Während der Quarz meist wasserhell ist, erscheint der Calcit durch staubförmige Interpositionen kohligter Substanzen getrübt. Die gegenseitigen Mengenverhältnisse von Calcit und Quarz sind in den verschiedenen Varietäten sehr wechselnd, so dass mannigfache Uebergänge zu Quarzitschiefern einerseits, körnigen Kalken anderseits entstehen.

Der Muscovit tritt seltener in einzelnen Blättchen auf, meist bildet er mannigfach gewundene sericitische Flasern, die ganz erfüllt sind von Rutilmikrolithen und kohligter Substanz. Auch diese sericitischen Partien nehmen häufig sehr überhand; es entstehen dann schwarze, glänzende Thon- bis Sericitschiefer, die sich durch ihren Reichthum an Rutil- und Turmalinmikrolithen auszeichnen. An Stelle des Muscovites tritt häufig ein stark pleochroitischer grüner Glimmer (z. B. im *verlorenen Loch, Via Mala*).

Interessant sind Neubildungen krystallisirter Mineralien in diesen Gesteinen. Die Schiefer aus der Umgebung von *Vals* enthalten Krystalle von Epidot, diejenigen der *Gola di Sosto* in grosser Menge Zoisit und Turmalin, sowie einen braunen, stark pleochroitischen Biotit und seltener Plagioklas.

2. Schwarze, feldspathführende Chloritoid-Schiefer.

Eng verbunden mit den grauen Kalkphylliten treten, namentlich zwischen *Vals* und *Furth*, dünnplattige, meist ganz schwarze Schiefer auf, welche in grosser Zahl silber-

¹⁾ Vgl. Cit. 146, p. 19, ferner Cit. Bonney p. 228.

weisse Blättchen eines Glimmerminerales enthalten. Nach mikroskopischem Befunde besteht die Hauptmasse dieser Schiefer aus einem gleichkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspath und Sericitfasern. Der Feldspath bildet meist einheitliche Individuen, seltener polysynthetische Zwillinge, und ist durch Interpositionen kohligter Substanz getrübt. Vereinzelte Muscovitblättchen sind stets frei von Kohle.

In Form von Einsprenglingen treten farblose, meist aber ganz von kohligter Substanz erfüllte Blättchen eines stark lichtbrechenden, schwach doppelbrechenden Mineralen auf. Auf unregelmässig begrenzten Durchschnitten desselben tritt eine negative Bissectrix aus; der optische Axenwinkel ist klein. Leistenförmige Durchschnitte von optisch positivem Charakter zeigen parallel ihrer Längsrichtung verlaufende Spaltrisse und löschen circa 12° schief aus. Es liegt offenbar ein Sprödglimmer aus der Gruppe des Clintonites vor. Accessorisch sind Epidot, Rutil und Turmalin vertreten.

Lichter gefärbte Varietäten enthalten meist etwas Kalk und vermitteln so den Uebergang zu den Kalkphylliten, von denen sie nach makroskopischem Aussehen nur sehr schwer zu trennen sind.

3. Marmore.

Neben den körnigen Kalken, die ich als Abänderung der grauen Kalkphyllite bereits erwähnt habe, treten im Gebiete der grauen Bündnerschiefer auch Marmorlager auf. Eine solche Marmorschicht lässt sich aus *Val Luzzzone* nach *Vanescha*, nordwestlich am *Piz Aul* vorbei bis in's *Petersthal* verfolgen. Bei *Vanescha* fand *A. Heim* Gryphitenschalen in derselben (Taf. V, Fig. 3).

Diese Marmore enthalten überall Quarzkörner, Glimmermineralien und Pyrit. Der Marmor von *Vanescha* ist durch einen schmutzig-grünlichen, schwach pleochroitischen Chlorit von negativer Doppelbrechung ausgezeichnet. — Der weisse grobkörnige Marmor von *Alp Seranastga* enthält rundliche Putzen eines feinblättrigen, lichtgrünen, zweiachsig und optisch negativen Muscovites. — In dem bei *Buccarischuna* im *Petersthal* auftretenden Marmor finden sich Lagen eines feinschuppigen, eigenthümlich malachitgrünen Glimmers. Auf der Basis desselben tritt eine negative Bissectrix aus; der Pleochroismus ist deutlich (*a* = lichtbläulichgrün, *c* und *b* = lichtgrünlichgelb).

4. Schwarze, dünnschiefrige Kalke und Echinodermenbreccien.

Unter den auf der Karte mit «Sgn» bezeichneten schwarzen Schiefen finden sich auch dichte, dünnschiefrige Kalke. Es sind mir solche vom *Scharboden* in *Lugnetz*, vom *Piz Terri*, von der *Ganna nera*, von *Val Rondadura*, westlich von *St. Maria* auf dem *Lukmanier* etc. bekannt geworden. Fast überall findet man in denselben Ueberreste von Echinodermen; die Schiefer vom *Piz Terri* enthalten ausserdem Korallen und die Kalkplatten in *Val Rondadura* sind bedeckt von Pentacrinitendurchschnitten. — Auf den Schichtflächen der homogenen, schwarzen Kalke bemerkt man überall silberweiss glänzende Schüppchen eines nach Härte und Sprödigkeit zu

den Sprödglimmern gehörenden Minerals. Vor dem Löthrohr werden dünne durchsichtige Blättchen desselben trübe, sind aber nicht schmelzbar.

Nach mikroskopischer Untersuchung bestehen diese Gesteine fast ausschliesslich aus Calcit, der mit fein vertheilter kohligter Substanz imprägnirt ist. Quarzkörner finden sich in geringer Anzahl. Als krystalline Neubildungen sind Zoisit-, Epidot- und Turmalinkrystalle zu betrachten, ferner ein brauner, stark pleochroitischer Biotit und der erwähnte Sprödglimmer. Letzterer zeigt bei hoher Lichtbrechung geringen Grad der Doppelbrechung. Er ist ganz erfüllt von kohligten Partikeln. Auf den basalen Blättchen tritt eine negative Bissectrix aus; der Winkel der optischen Axen ist klein. Leistenförmige Durchschnitte sind von positivem Charakter und zeigen eine Auslöschungsschiefe von circa 12° . Der vorliegende Sprödglimmer gehört demnach in die Gruppe des Clintonites.

In naher Beziehung zu diesen dichten Kalken stehen grobkörnigere Varietäten, welche grösstentheils als Echinodermenbreccien sich erweisen. In den verschiedensten Horizonten der Schiefermasse des *Scopi* sind derartige Schichten mannigfach entwickelt. Die beiden abgebildeten Fossilien: *Pentacrinus tuberculatus* Mill. und *Cardinia* (vgl. Taf. V, Fig. 8 und 9, ferner Cit. 156, p. 5), fanden sich in ähnlichen Gesteinen, welche in einer von der *Ganna nera* nach der Lukmanierstrasse herabgehenden «Ruefi» gefunden wurden.

Diese grobkörnigen Kalke sind dunkelgrau gefärbt, enthalten, makroskopisch erkennbar, Häute eines sericitischen Glimmers, Clintonit, ferner quadratische Zoisitsäulen, die oberflächlich aus dem Gesteine herauswittern und circa 2 mm. dick und 1 cm. lang werden. Ueberall trifft man Pyrit eingesprengt. Unter dem Mikroskop erkennt man zwischen den Calcitkörnern meist vereinzelt auftretende Quarzsplitters, Sericitfasern und Clintonitblättchen. Basale Blättchen von Clintonit zerfallen in Folge von Zwillingsbildung nach ∞P rosettenartig in sechs Subindividuen. Die Säulen von Zoisit sind sehr häufig skelettartig ausgebildet.

Die Echinodermenstructur der Kalkkörner ist in der Regel verwischt oder in Folge von Umkrystallisation zerstört. Häufig ist dieselbe in den centralen Partien der Körner erhalten, in den randlichen hingegen verschwunden. In der Regel bleiben die Gitter nur da erhalten, wo an Stelle des Kalkes kohlige Substanz oder opake Erze getreten waren. Einige wenige Gitter sind durchsichtig und zeigen die stahlblauen Interferenzfarben des Zoisits; wir haben also Pseudomorphosen von Zoisit nach dem Calcit der Echinodermengitter vor uns.

5. Schwarze Clintonit-Phyllite.

Dünnschiefrige, schwarze, kalkfreie Phyllite treffen wir zuerst unterhalb *Lewis* bei *Ilanz*, wo sie in einer Mächtigkeit von circa 300 m. normal über Röthidolomit liegen und gegen Norden von den Kalkphylliten und den schwarzen, feldspathführenden Chloritoid-Schiefern, welche die Masse des *Piz Mundaun* bilden, überlagert werden. Von hier weg lassen sich diese Schiefer in ununterbrochenem Zuge verfolgen durch *Obersaxen*,

längs des Westabhanges des *Piz Mundaun*, nach dem *Greinapass*, dem *Lago Retico* und der Gipfelregion des *Scopi*. An sehr vielen Stellen führen sie deutlich erhaltene Belemniten, welche sehr häufig in Stücke zerrissen und in die Länge gezogen sind. Durch reichlich vorhandene kohlige Substanzen sind die eigenthümlich glänzenden Schiefer tief schwarz gefärbt. Makroskopisch erkennt man auf den Schieferungsflächen Sericit-häute und durch die ganze Masse gleichmässig vertheilte, silberweiss glänzende Schüppchen, welche an den Clintonit der schwarzen Kalkschiefer erinnern. Bei einigen Varietäten (Nordwestabhang des *Scopi*) sammeln sich die kohligen Substanzen zu Knötchen an, genau so, wie wir es bei Thonschiefern in den ersten Stadien der Metamorphose am Granitcontact zu sehen gewöhnt sind.

Im Dünnschliff erscheinen die sämmtlichen Gemengtheile von der opaken kohligen Substanz imprägnirt. Dieselbe bildet lockere, russartige, staubförmige Massen ohne irgendwelche Andeutung krystalliner Structur. Das mittelst Flusssäure isolirte schwarze Pulver verbrennt leicht im *Bunsen'schen* Brenner; ebenso lässt sich die schwarze Masse durch Glühen im Dünnschliff leicht entfernen. Es ist wohl anzunehmen, dass jenes äusserste Glied des amorphen Kohlenstoffes von graphitähnlicher Zusammensetzung vorliegt, welches von *Inostranzeff*¹⁾ und *Sauer*²⁾ als Graphitoid bezeichnet worden ist. — Die übrigen Gemengtheile bilden eine sehr feinkörnige Masse, bestehend aus Muscovitschüppchen, splittigen Quarz- und Feldspathkörnern. Calcit ist gelegentlich ebenfalls vorhanden. Ein Schwarm von Rutilmikrolithen ist durch das ganze Gestein verbreitet. Etwas grössere Dimensionen erreichen leistenförmige Durchschnitte eines positiv doppelbrechenden Chloritoides. Die Leisten desselben löschen circa 17° schief aus und sind deutlich pleochroitisch (indigoblau, wenn das Licht parallel der Längsausdehnung, lichtgelbgrün, wenn es senkrecht schwingt). Daneben tritt ein durchaus farbloser Sprödglimmer auf, welcher in seinen optischen Eigenschaften genau mit dem aus den Kalkschiefern beschriebenen Clintonit übereinstimmt. Zu diesen beiden Sprödglimmern gesellt sich in manchen Varietäten ein stark pleochroitischer Biotit. Schliesslich sind Zoisit und Turmalin, ferner Eisenglanz und Magnetit accessorisch vorhanden. Schwarze, dünnstiefrige Phyllite, welche in Val *Rondadura* mit den oben beschriebenen clintonitführenden Kalken in enger Verbindung auftreten, zeigen bereits höhere krystalline Ausbildung, als die Hauptmasse der bis jetzt beschriebenen Schiefer, indem in grosser Zahl bis 1 cm. lange und 5 mm. breite Clintonitblättchen einsprenglingsartig hervortreten. Im Dünnschliff machen sich besonders zahlreiche Einsprenglinge von Zoisit und Biotit bemerkbar.

Die quantitative Analyse eines schwarzen Schiefers vom *Scopi*-Gipfel (vgl. unten) zeigt, dass das Gestein sehr viel Eisencarbonate enthält, ferner ist der hohe Natron-Gehalt desselben bemerkenswerth.

¹⁾ Vgl. *Inostranzeff*. Ein neues äusserstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. N. J. 1880, I, p. 97—124.

²⁾ Vgl. *Sauer*. Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) in der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges. Z. d. g. G., Jahrg. 1885, p. 441.

6. Zoisit- und Granat-Phyllite.

Aus den Gesteinen der Gruppen 4 und 5 (schwarze Kalkschiefer und Chloritoid-Phyllite) entwickeln sich allmählig Varietäten, in welchen Einsprenglinge in Form grosser Krystalle auftreten, und zwar sind hauptsächlich einerseits Zoisit, anderseits Granat vertreten. Die Grundmasse wird dabei vorerst nur in geringem Masse verändert; die Gemengtheile derselben werden stellenweise gleichsam aufgezehrt und an deren Stelle treten Einsprenglinge, nicht als compacte Massen, sondern mannigfach durchbrochen von den Mineralien der Grundmasse, welche, ohne in ihrer Anordnung zu parallelen Lagen gestört zu werden, die eingesprengten Krystalle durchqueren. Häufig beobachtet man, dass die kohligen Partikel vorzugsweise in den Einsprenglingen, namentlich in Zoisit, sich ansammeln und in denselben so sehr überhand nehmen, dass die eingesprengten Krystalle nur als schwarze Flecken im Dünnschliff hervortreten. Es lässt sich ganz genau nachweisen, dass aus den kalkreichen Schiefen Phyllite mit porphyrtartig hervortretenden Zoisiten, aus den thonigen Schiefen solche mit grossen Granatkrystallen entstehen. Demgemäss unterscheiden wir in dieser Gruppe: a) Zoisitphyllite und b) Granatphyllite.

a) Zoisitphyllite: Charakteristisch für die Gruppe der Zoisitphyllite ist ein beträchtlicher Gehalt an Calcit. Ueberreste von Echinodermenstructur sind unter dem Mikroskope sehr häufig zu beobachten. Die Gesteine sind meist deutlich wellig schiefrig; auf den Schichtflächen wittern schwarze, bis 2,5 cm. lange und 5—10 mm. breite Stengel heraus, welche Andeutung von Spaltbarkeit parallel einer Längsrichtung und Querabsonderung erkennen lassen. Mit denselben sind ferner rundliche linsenförmige Körper vergesellschaftet.

Diese an der Oberfläche der Schiefer herauswitternden Linsen und Stengel sind bis jetzt noch nicht genau bestimmt worden; man hielt die ersteren für Granat, die letzteren für Staurolith ¹⁾. *Charpentier* glaubte Couseranit in ihnen zu erkennen. *Marignac* ²⁾ hat losgelöste Prismen und Linsen analysirt und folgende Zahlen gefunden:

	Linsen:	Prismen:
SiO ²	53,09	40,07
Al ² O ³	19,45	22,05
Fe ² O ³	5,93	5,66
CaO	10,95	22,29
MgO	1,03	1,20
H ² O	6,06	8,89
Verlust	3,49	—
	100,00	100,16

Da aber jedenfalls nicht reine Mineralien untersucht worden sind, so gibt das Resultat der Analysen keine genauern Aufschlüsse über die Natur dieser Gebilde; man erkennt

¹⁾ *Studer*, Cit. 23, Bd. I, p. 375.

²⁾ *E. Favre*. Revue géol. Suisse pour l'année 1872, p. 13. Arch. des sciences, Genève 1873; ferner *Fritsch* in Cit. 71, p. 127.

blos, dass Kalk-Thonerde-Silikate vorhanden sind. Neuerdings macht Bonney (Cit. 155, p. 233) sehr detaillirte Angaben über die Eigenschaften dieser Körper, ohne jedoch zu sicherem Resultat zu gelangen. Die optische Untersuchung der Linsen und Stengel führte zu dem Schlusse, dass in beiden Fällen Zoisit vorliegt ¹⁾. Mit diesem Befunde stimmt die Analyse der Stengel verhältnissmässig gut überein, die Thonerde ist um 5% zu niedrig, Eisenoxyd um 3%, und Wasser um 6% zu hoch, im Vergleich mit dem Zoisit von *Gefrees* z. B.

Das Resultat meiner Untersuchung ist folgendes: In ganz dünnen Schliffen erkennt man, dass ein farbloses, von Graphitoid vollständig erfülltes Mineral von geringer Doppelbrechung und starker Lichtbrechung vorliegt. Die Leisten zeigen Spaltrisse parallel der Längsausdehnung, ferner Querabsonderung nach einer Richtung, welche schief zu ihrer Längsausdehnung liegt. — Schliffe parallel der Breitseite der Leisten sind sehr schwach doppelbrechend; die Axe kleinerer Elasticität liegt parallel der Längsrichtung. Auf dieser Fläche tritt eine spitze Bissectrix aus, und zwar liegt die Axenebene senkrecht zur Längsaxe; die Dispersion ist deutlich $\varrho > v$. Schliffe parallel der Schmalseite sind stärker doppelbrechend; die Längsrichtung entspricht hier der Axe grösserer Elasticität. Das Zonensymbol der Längsaxe der Stengel ist also \pm . — In Schliffen senkrecht zur Längsausdehnung ist die Doppelbrechung am stärksten; die Axe grösserer Elasticität liegt parallel der längern Seite der rechteckigen Durchschnitte. Deutliche Spaltrisse verlaufen parallel der kürzern Seite derselben. — Nach diesen Beobachtungen kann das fragliche Mineral nur Zoisit sein, und zwar entspricht die Breitseite der Stengel dem Makropinakoid, die schmale Seite dem Brachypinakoid.

Eine analoge Untersuchung der linsenförmigen Körper führte zu demselben Resultat. Die Linsen sind ebenfalls parallel dem Orthopinakoid abgeplattete, unvollkommen ausgebildete Krystalle von Zoisit.

Im Dünnschliff zeigen die Zoisitphyllite eine feinkörnige, oft wellig faserige Grundmasse, welche im Wesentlichen aus Calcit, Sericit und Quarz besteht. Graphitoid, Rutil und opake Erze sind gleichmässig in derselben vertheilt. Unter den Einsprenglingen tritt besonders der Zoisit hervor. Wo derselbe noch nicht in den beschriebenen, grossen Krystallen auftritt, bildet er durch Interpositionen etwas getrübbte, farblose, quergegliederte Stengel, welche beliebig zur Schieferung des Gesteines orientirt sind. Die Krystalle sind meist von einer Zone grobkörnigen Quarzes umgeben. Das Zonensymbol der Längsaxe ist \pm ; es treten die charakteristischen stahlblauen Interferenzfarben auf. Auf einigen Leisten tritt eine spitze Bissectrix aus. Der Axenwinkel ist gross; doch sind in Luft beide Axen wahrnehmbar, mit äusserst kräftiger Dispersion $\varrho > v$. Die grossen Zoisiteinsprenglinge sind derart von opaken Substanzen und Grundmasse-Gemengtheilen erfüllt, dass kaum irgendwelche optische Bestimmungen an denselben gemacht werden können. An den Rändern lösen sich die Zoisite immer mehr in einzelne Stücke auf, so dass die Krystalle gleichsam in der Grundmasse (vgl. Photographie Nr. 5) zerfliessen.

¹⁾ Meine Angaben in Cit. 137 sind also ebenfalls zu berichtigen.

Neben Zoisit sind als Einsprenglinge Biotit und Clintonit in grosser Zahl vorhanden.

Ein Zoisit-Phyllit von *St. Maria* wurde quantitativ analysirt. Der gleichmässig hohe Gehalt an Kalk und Thonerde erklärt sich durch die grosse Menge mikroskopischen Zoisites (vgl. unten.)

Namentlich auf der *Ganna nera* und auf der Höhe des *Nufenenpasses* enthalten diese Zoisitphyllite viele Belemniten, welche meist marmorisirt, aber doch noch recht gut erhalten sind. Auf Blöcken der von der *Ganna nera* zur *Lukmanierstrasse* hernieder gehenden «Ruefi» beobachtete ich zwei eigenthümliche Querschnitte von Belemniten. Spitze und Alveole ist bei beiden erhalten. Bei dem ersten sind beide Alveolenränder gleichmässig verbogen, bei dem andern bleibt der eine Alveolenrand gerade, während der andere höchst sonderbar sich emporkrümmt. Diese Deformationen, welche nicht das ganze Gestein gleichmässig betreffen, wie es bei Zerreissung von Belemniten der Fall ist, sondern nur auf gewisse Stellen beschränkt sind, können als die Folge von Bewegungen erklärt werden, wie sie bei der Umkrystallisation der Gesteinsmasse eintreten mussten.

b) Granatphyllite: Als Granatphyllite werden schwarze, glänzende Schiefer bezeichnet, welche durch Granatkörner verursachte knotenartige Anschwellungen, meist aber deutlich entwickelte, rothbraune, bis 1 cm. grosse Granat-Rhombendodekaeder enthalten. In schöner Ausbildung finden sich diese Schiefer auf der Passhöhe des *Nufenen* und bei *Piora*. Mit den vorher geschilderten Zoisit-Phylliten und den im Folgenden zu beschreibenden Hornfelsen sind diese Granatphyllite enge verbunden; es ist wohl möglich, an ein und demselben grossen Blocke alle drei Varietäten zugleich zu sammeln¹⁾. Die Granaten wittern häufig an der Oberfläche der Schichten frei heraus. Die Substanz derselben ist meist völlig rein. Ich fertigte aus einem solchen Granat vom *Nufenenpasse* ein Prisma an und bestimmte Brechungsexponent und Dispersion. Es ergaben sich folgende Zahlen:

n für Li	1,7958
> > Na	1,8017
> > Th	1,8062

Die gefundenen Werthe stimmen mit den von *Osann*²⁾ vom Almandin von *Cabo de Gata* mitgetheilten Daten überein. Bei fast allen diesen grossen Granatkrystallen beobachtet man sowohl makroskopisch, namentlich aber auch im Dünnschliff deutliche Spaltrisse nach einer Richtung. Es stellt sich heraus, dass diese Richtung unabhängig von der krystallographischen Orientirung immer annähernd senkrecht zur Schieferungs-

¹⁾ *F. Stapf* (Cit. 88, p. 51) hebt hervor, dass auf dem *Nufenen* die Belemniten niemals in den granatführenden Schiefen sich finden; er hält desshalb das jurassische Alter derselben für unerwiesen und möchte sie mit den schwarzen Schiefen der Oberalpstrasse parallelisiren, welche letztere er für carbonisch hält. In Anbetracht der äusserst innigen Verbindung der petrefaktenführenden Zoisitphyllite mit den Granatphylliten erscheint eine solche Annahme durchaus unnatürlich.

²⁾ *Osann*. Ueber cordieritführenden Andesit vom *Hoyazo (Cabo de Gata)*. Zeitschrift der geol. Gesellschaft, 1888, p. 703.

ebene des Gesteines steht, wir haben also eine nachträglich entstandene Druckklüftung vor uns.

Die Grundmasse dieser Schiefer ist sehr reich an kohligen Partikeln und Magnetitkörnern; sie besteht im Wesentlichen aus Quarz, Muscovit und Feldspath; eingesprengt finden sich Krystalle von Biotit, Zoisit, Epidot, Disthen, blaugrünem Chloritoid, Turmalin und Rutil. Die grossen Granaten sind meist von einer Zone körnigen Quarzes und Muscovitfasern umgeben; sie sind gewöhnlich stark zertrümmert und nur in den randlichen Partien mit Graphitoid imprägnirt.

7. Granat-Zoisit-Hornfelse.

Als das letzte Stadium krystalliner Entwicklung der schwarzen Bündnerschiefer haben wir dichte, bläulich-schwarze, äusserst zähe, meist durchaus massig ausgebildete Gesteine zu betrachten, welche sehr viele Analogien mit den Hornfelsen von Granitcontactzonen zeigen und auch mit demselben Namen belegt werden mögen, ohne dass aber dadurch auch gleiche Art ihrer Entstehung angenommen werden soll. Der grösste Theil dieser Gesteine enthält rundliche, auf Bruchflächen schwarz glänzende Granaten, 5 mm. bis 1 cm. im Querschnitt messend. Dieselben wittern nicht, wie bei den oben beschriebenen Schiefen, aus dem Gesteine frei heraus, sondern bilden, überzogen von Theilen der sericitischen Grundmasse, knotige Anschwellungen an der Oberfläche des Gesteines. Einige Varietäten enthalten schwarz-glänzenden Biotit, dessen scharf umgrenzte Blättchen beliebig im Gestein orientirt sind. Zoisit ist makroskopisch nur selten wahrnehmbar. Gelegentlich enthalten diese Gesteine auch Quarzknauer.

Unter dem Mikroskop zeigt die äusserst feinkörnige Grundmasse immer Parallelstructur, und zwar ist die Schieferung meist ebenflächig, seltener verworren, flaserig oder mannigfach gefältelt. Graphitoidschüppchen und opake Erze sind es hauptsächlich, welche die Richtung der Faserung bestimmen. Die übrigen Gemengtheile der Grundmasse sind Quarz, Sericit, Rutil und Feldspath. Letzterer bildet oft grössere, mannigfach unterbrochene Complexe; er stellt gleichsam die Matrix dar, in welcher die übrigen Mineralien eingesprengt sind. Manchmal zeigt er Zwillingsstreifung. Je dichter die Grundmasse der Hornfelse entwickelt ist, um so grösser ist ihr Gehalt an Feldspath. Die Art des Auftretens vom Feldspath erinnert vollkommen an contact-metamorphe Hornfelse. In den meisten Varietäten sind auch in wechselnden Mengen Calcitkörner vorhanden.

Die Einsprenglinge sind ganz regellos in der parallel struirten Grundmasse eingebettet. Vor Allem treten die Granaten hervor; die einzelnen Körner bilden aber nicht eine compacte Masse, sondern sie sind erfüllt von den Grundmassegemengtheilen. Letztere setzen in parallelen Zügen quer durch die Granaten hindurch, so dass dieselben eigentlich nur maschenförmige Gewebe darstellen (vergl. Photographie Nr. 6). Die Granat-substanz ist immer vollständig isotrop. Skeletartig ausgebildete Säulen von Zoisit liegen kreuz und quer zur Schieferung; häufig beobachtet man eine Stauung der Grund-

massegemengtheile in der Nähe dieser eingesprengten Säulen. Sehr verbreitet finden sich unregelmässig begrenzte Blättchen eines optisch einaxigen, braunen Biotites. Charakteristisch ist der starke Pleochroismus desselben (lichtstrohgelb, dunkelrothbraun). In nur wenigen Schliffen wurde auch Staurolith aufgefunden; ferner treten gelegentlich grössere, graphitoidführende Blättchen eines lichtgrünen, positiv doppelbrechenden Chloritoides auf. Das parallel *a* schwingende Licht ist von blaugrüner Farbe; die Auslöschungsschiefe der Leisten beträgt circa 10°. Die charakteristischen accessorischen Gemengtheile, Turmalin und Rutil, sind zahlreich vorhanden.

In einem vom *Scopi* stammenden Hornfelse fanden sich grössere Calcitkörner, in welchen die Gitterstructur der Echinodermen noch erhalten ist.

Eine besondere Abart dieser Hornfelse, den Uebergang zu den im folgenden Abschnitt zu beschreibenden quarzreichen Glimmerschiefern vermittelnd, fand ich in einem Bachtobel zwischen *Val Canaria* und *Alpe Pontino*. Das Gestein ist sehr deutlich geschichtet, arm an Graphitoid und sehr quarzreich. Der Granat tritt in Form brauner, feinkörniger Lagen auf; die Schieferungsebenen sind bedeckt von Biotit- und Muscovitlagen. Unter dem Mikroskope bildet der Granat anastomosirende Bänder rissiger, mit kohligen Partikeln erfüllter Körner, welche gelegentlich anomale Doppelbrechung zeigen (vgl. Photographie Nr. 7).

Von den beschriebenen Hornfelsen wurden durch Dr. *Scheid* in Freiburg i/B. drei aus der Gegend von *Piora* stammende Varietäten analysirt (vgl. unten). Es zeigt sich, dass die Hornfelse in ihrer Zusammensetzung bedeutend variiren. Die eine Varietät ist recht reich an Carbonaten, während die beiden andern keinen kohlensauren Kalk enthalten, dagegen aber einen höhern Procentsatz an Thonerde aufweisen, was auf reichlich vorhandenen Feldspath hinweist.

Dass in den hornfelsartig entwickelten, schwarzen Bündnerschiefern mit Ausnahme der ganz vereinzelt constatirten Echinodermenresten noch niemals Petrefakten gefunden worden sind, ist bei der hochkrystallinen Umwandlung derselben durchaus naturgemäss. Das Hauptverbreitungsgebiet der Hornfelse ist *Val Canaria*, ferner *Val Piora*, namentlich zwischen *Lago Cadagno* und *Lago Ritom*; ferner finden sie sich in weiter Verbreitung im *Scopigebiet*, an der *Lukmanierstrasse* zwischen *Monte Camperio* und *Piano di Segno*, an der *Ganna nera*, mit belemnitenführenden Zoisitschiefern wechsellagernd etc. Ueberall sind mit ihnen die im Folgenden zu beschreibenden graphitoidfreien Glimmerschiefer auf's Engste vergesellschaftet.

8. Graphitoidfreie Glimmerschiefer.

Die zu der Gruppe der <graphitoidfreien Glimmerschiefer> gehörenden Gesteine sind durch hochkrystalline Entwicklung ausgezeichnet. Dass dieselben mit den Graphitoidphylliten, deren jurassisches Alter durch Funde von Petrefakten bewiesen ist, gleichalterig sind, folgt nothgedrungen aus der Thatsache, dass beide Felsarten, oft in wenig Meter mächtigen Schichten, mit einander wechsellagern. Nach der mineralogischen Zusammensetzung lassen sich drei, durch mannigfache Uebergänge mit einander ver-

bundene Gruppen unterscheiden: a) Quarzfreie Glimmerschiefer; b) Quarzführende Glimmerschiefer; c) Staurolithglimmerschiefer.

a) Die quarzfreien Glimmerschiefer¹⁾ sind grob- bis feinblättrige, grau-grüne Schiefer mit meist ebener, seltener feinwelliger Schieferungsfläche. Zickzackartig gefaltete Schiefer sind sehr schön an der Lukmanierstrasse bei *Monte Camperio* entwickelt. In allen Varietäten ist ein äusserst feinblättriger, grauer Glimmer enthalten, der beim Anschlagen des Gesteines ein feines Pulver liefert. In Form länglicher Aggregate tritt ferner ein dunkelgrüner, lebhaft glänzender Glimmer auf. Die Zahl und Grösse dieser Aggregate ist in den einzelnen Handstücken sehr verschieden, indem der grüne Glimmer einerseits feine Knötchen, eingestreut in die Masse des grauen Glimmers, anderseits dicht gedrängte Fläsern, welche circa 3 mm. breit und über 1 cm. lang werden, bildet. Die Längsausdehnung der Aggregate ist meist der Schieferungsrichtung parallel; die einzelnen Blättchen hingegen stehen häufig schief oder senkrecht zur Schieferungsebene. Losgelöste Spaltblättchen zeigen nicht die Elasticität des gewöhnlichen Glimmers, sondern sind gemein biegsam wie Chlorit.²⁾ Bemerkenswerth ist es, dass Quarz als normaler Gemengtheil des Gesteines nicht vertreten ist, er erscheint gelegentlich in Form von Knauern und Linsen, welche der Schieferung des Gesteines parallel liegen. Häufig werden diese Ausscheidungen von Disthenleisten und bräunlichem Calcit begleitet.

Unter dem Mikroskope tritt der farblose Glimmer in Form kleiner, rundlich begrenzter Blättchen auf. Er ist optisch zweiaxig. Der Axenwinkel schwankt innerhalb weiter Grenzen. Die Doppelbrechung ist immer negativ. Die Individuen des grünen Glimmers erreichen stets grössere Dimensionen; es herrscht im Dünnschliff die Leistenform; niemals ist eine Andeutung von sechsseitiger Begrenzung wahrzunehmen. Der Pleochroismus ist sehr stark; das parallel den Spaltrissen schwingende Licht ist grünlich-schwarz bis graugelb, das senkrecht zu denselben schwingende Licht graugrün, strohgelb oder farblos. Der optische Axenwinkel ist sehr klein. Beide Glimmer wurden von *Grubenmann* isolirt und analysirt; der farblose erwies sich als ein Na-haltiger Margarit, der grüne als ein Meroxen. Bei mikrochemischer Prüfung erhielt ich diesen Angaben entsprechende Resultate.

In den Varietäten, welche besonders reich an grünem Glimmer sind, finden sich, parallel mit den Glimmerblättchen gelagert, Stengel von Disthen. Dieselben sind stark lichtbrechend, farblos und zeigen deutliche Spaltrisse parallel der Längsausdehnung, sowie unregelmässig verlaufende Querklüfte, welche in grosser Zahl am Rande der Leisten ansetzen, aber nicht durch den Krystall hindurchgehen — es sind Gleitflächen nach o P. Alle Leisten sind von optisch positivem Charakter. Durchschnitte, welche 30° schief auslöschen, also parallel $\infty P \infty$ gehen, zeigen die Interferenzfarben

¹⁾ Diese Gesteine wurden von *Grubenmann* (Cit. 146, p. 6 u. ff.) genau untersucht und als „Zweiglimmerige (sog. disthenführende) Schiefer“ bezeichnet.

²⁾ Da der Glimmer nach der chemischen Analyse von *Grubenmann* (Cit. 146) ein Meroxen ist, so verdient diese Eigenschaft besonders hervorgehoben zu werden.

I. Ordnung und lassen den Austritt einer negativen Bissectrix erkennen. Der Axenwinkel ist sehr gross und nur mit einem System von grosser Apertur in Oel zu übersehen. Die Dispersion um a ist schwach $\rho > v$. Durchschnitte hingegen, welche nur wenige Grad schief auslöschen, also parallel $\infty P \infty$ gehen, zeigen Interferenzfarben höherer Ordnung. Polysynthetische Zwillinge mit $\infty P \infty$ als Verwachsungsebene sind häufig.

In den Handstücken in welchen der grüne Glimmer, sowie der stets mit demselben vergesellschaftete Disthen zurücktreten, findet sich reichlich Epidot in Form von farblosen oder schwach gelblichgrün gefärbten Leisten, die stets in ihren medianen Partien durch staubförmige Interpositionen getrübt sind. Die Säulen sind beliebig zur Schieferung des Gesteines orientirt. Die nach der b -Axe verlängerten Individuen zeigen Spalt-
risse nach oP und löschen parallel aus; ihr optischer Charakter ist \pm . Ein Theil der Durchschnitte zeigt den Austritt einer negativen, spitzen Bissectrix. Die Dispersion ist $\rho > v$. Der Pleochroismus ist deutlich; die Farbentöne wechseln zwischen farblos und gelblichgrün. Einzelne Krystalle erscheinen gelblichgrün, wenn das Licht parallel der Längsaxe, andere hingegen, wenn es senkrecht dazu schwingt. Im ersten Falle nähert sich die Schnittlage dem Orthopinakoid, im zweiten hingegen der Basis. Die Absorption ist $c > b > a$.

In genau gleicher Ausbildung wie in den schwarzen Chloritoidphylliten tritt auch hier Zoisit auf, häufig neben Epidot, oder denselben vertretend.

In Betreff des Auftretens von Epidot, resp. Zoisit einerseits und Disthen andererseits beobachtet man, dass der Disthen sich vorzugsweise mit dem grünen Glimmer vergesellschaftet; die Leisten liegen meist in der Schieferungsebene; Epidot hingegen herrscht hauptsächlich in den margaritreichen Varietäten; die Krystalle desselben sind beliebig zur Schieferungsrichtung orientirt.

Skeletartig ausgebildete Staurolithkrystalle werden gelegentlich beobachtet, sind jedoch nicht sehr häufig.

Scharf ausgebildete, hemimorphe Kryställchen von Turmalin, ferner gelbbraune Körner und Krystalle von Rutil sind zahlreich vorhanden. Längliche Magnetitkörner ordnen sich zu parallel der Schieferung verlaufenden Zügen an. Grosse Blättchen von grünem Glimmer stellen sich häufig quer zu denselben; sie werden von den Magnetitschnüren durchsetzt, wobei letztere aber eine Ablenkung erfahren (vgl. Photographie Nr. 8).

Die besprochenen Glimmerschiefer bilden schichtförmige Lager zwischen den schwarzen Phylliten; sie sind auf dem *Nufenenpass*, im *Val Canaria*, ferner im *Scopi-Gebiet* weit verbreitet und lassen sich in gleicher Ausbildung gegen Osten bis ins *Val Luzzzone* verfolgen.

Zwischen diesen vollkrystallinen Glimmerschiefern und scheinbar dichten, thonigen Schiefern sind eine ganze Reihe von Uebergängen vorhanden. So finden sich z. B. in der Juramulde der *Furka* bei *Ulrichen* im oberen Rhonethale an der Basis des Malm dichte, dünnplattige, fettglänzende Schiefer, welche von Schnüren von Biotit und

smaragdgrünem Glimmer durchzogen sind. Nach mikroskopischem Befunde tritt Biotit als Einsprengling auf. In der Grundmasse herrscht lichtgrüner Chlorit und ein farbloser Glimmer, ferner finden sich grössere Partien von Plagioklas und viele Mikrolithe von Epidot, Turmalin, Rutil und Magnetit.

Ganz ähnlich ausgebildet sind die jurassischen Schiefer, welche in Form einer spitzen Mulde bei *Curaglia* das Thal des Mittelrheines durchqueren. Es stellen dieselben unter dem Mikroskope eine feinkörnige Masse dar, bestehend aus feinen Schüppchen eines sericitischen Glimmers, Chlorit, Calcit und Plagioklas. Längliche Magnetitkörner ordnen sich zu parallelen Zügen an. Mikrolithe von Epidot, Turmalin und Rutil sind verbreitet.

In einigen mit den eben beschriebenen grünen Schiefen verwandten Gesteinen, welche ich auf dem *Nufenenpass* und am Nordwestabhang des *Scopi* sammelte, tritt an Stelle des grünen Glimmers ein brauner Biotit. Mikroskopische Zoisiteinsprenglinge sind in grosser Menge vorhanden. Die Grundmasse enthält neben Margarit einen feinfaserigen, lichtgrünen Sericit und Calcitkörner; ferner erkennt man grössere Partien von Feldspath, welcher gelegentlich Zwillingstreifung zeigt.

b) Quarzführende Glimmerschiefer. Eine viel grössere Mannigfaltigkeit in Beziehung auf mineralogische Zusammensetzung als bei den quarzfreien Glimmerschiefern finden wir bei den quarzhaltigen Schiefen. Beide Typen sind aber räumlich innig mit einander verbunden. Es wird die Aufgabe genauerer Detail-Untersuchungen sein, festzustellen, wie sich diese Schiefer zu den ganz ähnlich ausgebildeten Gesteinen verhalten, welche man als Tremolaschiefer bezeichnet hat und die bis jetzt nicht mit den Bündnerschiefern vereinigt worden sind.¹⁾

Licht graugrüne, seidenglänzende, quarzhaltige Granatglimmerschiefer von *Piora* und vom *Scopi* enthalten braunrothe Granaten in Form von circa $\frac{1}{2}$ cm. grossen Rhomboëdern. Auch diese Gesteine sind reich an Zoisit und führen an Stelle des grünen Glimmers braunen Biotit. Die Granaten sind so sehr von Einschlüssen erfüllt, dass die isotrope Substanz ein Netzwerk bildet, in welchem rundliche Quarzkörner, Zoisitleisten, Turmalinkrystalle, sowie Magnetit- und Rutilkörner kreuz und quer liegen.

Herr Prof. *L. Duparc* in Genf hatte die Freundlichkeit, diesen Granatglimmerschiefer zu analysiren; das Resultat der Analyse wird unten mitgetheilt werden.

Quarzreiche Disthenschiefer finden sich im Profil zwischen *Lago Ritom* und *Lago Tom* in *Piora*. In einer gleichkörnigen Masse von grünem Glimmer und Quarz treffen wir Disthenleisten eingesprengt, welche bis 3 cm. lang und 5 mm. breit werden. Diese Disthene erscheinen im Dünnschliff erfüllt von Quarzkörnern.

In der *Val Canaria* treffen wir in mehrfacher Wechsellagerung mit grünen Glimmerschiefern und schwarzen Hornfelsen höchst mannigfaltig ausgebildete Gesteine, welche

¹⁾ Vgl. Cit. 133. Bl. V.

Büschel von dunkelgrünem Strahlstein enthalten. Diese Hornblende tritt im Dünnschliff in Form unregelmässig begrenzter Leisten von lückenhaftem Wachsthum auf. Die Schiefe der Auslöschung beträgt circa 15°. Der Pleochroismus ist sehr kräftig; es wurde bestimmt: a = lichtgrün, b = olivengrün, c = dunkelblaugrün; die Absorption ist demnach $c > b > a$. Manche dieser Strahlsteinschiefer sind fast ganz frei von Glimmermineralien. Aehnliche Typen fand ich an der *Lukmanierstrasse* bei *Monte Camperio*.

Besonders bemerkenswerth durch seinen Mineralreichthum ist ein aus *Val Canaria* stammendes Gestein, welches Granaten in Form scharfkantiger Rhombendodekaeder, die bis 2 cm. gross werden, ferner breite Bündel von Strahlstein und Quarzschnüre enthält. Die Grundmasse besteht nach makroskopischem Befunde aus Quarz, einem blättrigen, schwarzen und einem farblosen, feinschuppigen Glimmer. Von dem Granate dieses Gesteines fertigte ich ein Prisma an und fand für Brechungsexponent und Dispersion folgende Werthe:

n	für	Li	= 1,7618
>	>	Na	= 1,7671
>	>	Th	= 1,7723

In Beziehung auf n_{na} stimmt dieser Granat genau mit dem rothen Almandin vom *Zillerthal* überein. ¹⁾

Die Zahl der makroskopisch erkennbaren Mineralien (Granat, Strahlstein, Quarz, Biotit und feinschuppiger, farbloser Glimmer [Margarit]) wird bei mikroskopischer Untersuchung noch bedeutend erhöht; es treten hinzu Staurolith in Zwillingen nach $\frac{3}{2}P \frac{3}{2}$, Plagioklas, Muscovit, Disthen, Epidot, Zoisit, Turmalin, Magnetit und Rutil.

Quarzreiche, hornblendefreie Varietäten dieser Quarzglimmerschiefer unterscheiden sich nur durch das Fehlen von Graphitoid von gewissen Hornfelsen, mit denen sie also, wie bereits oben erwähnt, auch genetisch verknüpft sind.

c) Staurolith-Glimmerschiefer. — Prachtvolle Staurolith-Glimmerschiefer finden sich in der Mulde von *Piora*, und zwar etwas unterhalb der Capelle von *S. Carlo* ²⁾ über der Nordostecke des *Lago Ritom*; ferner sind diese schönen Gesteine am Südabhang des *Scopi* weit verbreitet, von wo Bonney sie ebenfalls erwähnt ³⁾. Auf den Schichtflächen der grünlichgrauen, seideglänzenden Schiefer wittern bis 3 cm. lange, gelblichbraune Staurolithkrystalle — meist Durchkreuzungszwillinge nach $\frac{3}{2}P \frac{3}{2}$ ⁴⁾ — ferner erbsen- bis haselnussgrosse, rothbraune Granatrhombedodekaeder heraus. Im Dünnschliff erkennt man, dass diese beiden Mineralien erfüllt

¹⁾ Vgl. *H. Rosenbusch*, Mikroskopische Physiographie, Bd. I, p. 260.

²⁾ Vgl. *Lasaulx* in *Tschermak*, Petrographische Mittheilungen, 1872, p. 177, ferner *Cit.* 156, p. 6, und *Hintze*, Handbuch der Mineralogie, III. Lief., p. 424.

³⁾ *Cit.* 155, p. 226.

⁴⁾ Das Auftreten von Staurolithzwillingen in den Schiefen von *Piora* ist hervorzuheben, da *Hintze* in seinem Handbuch der Mineralogie bemerkt, es seien daselbst noch keine Zwillinge beobachtet worden.

sind von Einschlüssen sämtlicher Bestandtheile der Grundmasse. Letztere besteht hauptsächlich aus feinblättrigem Muscovit; sie enthält ferner unregelmässig begrenzte Partien von wasserhellem Feldspath in einheitlichen Individuen und polysynthetischen Zwillingen. Säulenförmige Epidotkrystalle und Turmaline liegen kreuz und quer zur Schieferung des Gesteines. Magnetit und Rutil sind charakteristische accessorische Gemengtheile.

9. Quarzite.

Quarzitische Einlagerungen sind in den Bündnerschiefern weit verbreitet (*Sgs* der Karte). Einzelne Bänke lassen sich auf weite Strecken verfolgen.

Bei *Lunschania*, im *Petersthal*, finden sich concordant den grauen Schiefern hellgelbe quarzitische Bänke eingelagert. Das Gestein gleicht äusserlich einem feinkörnigen Muscovitgneiss ¹⁾. Die Hauptmasse desselben besteht nach mikroskopischer Untersuchung aus splittrigen Quarzkörnern, zwischen welchen Sericitfasern sich hindurchwinden; grössere Blättchen von Muscovit treten vereinzelt auf. Recht verbreitet sind unregelmässig begrenzte Körner von Feldspath; dieselben sind meist noch ganz frisch und zeigen in seltenen Fällen Zwillingstreifung (Albit?). Die Carbonate sind in Form scharf begrenzter rhomboëdrischer Krystalle durch das ganze Gestein verbreitet. Dieselben erwiesen sich, nach der *Link'schen* Methode geprüft, als Dolomit ²⁾. Accessorisch treten Magneteisen, Zircon und Rutil auf.

Es dürfte schwer halten, das vorliegende Gestein auch nach mikroskopischer Prüfung von gewissen krystallinen Gesteinen der Centralmassive zu unterscheiden, dasselbe ist offenbar aus einem mit den Bündnerschiefern gleichalterigen thonigen Sandstein hervorgegangen.

Südlich vom *Lago Retico* gegen *Campo* werden die schwarzen Bündnerschiefer ebenfalls von quarzitischen Gesteinen begleitet. Einige derselben bestehen nach mikroskopischer Untersuchung aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und wasserhellem Plagioklas, Sericit und grünlichem Glimmer.

In hellgelben, feinkörnigen Quarziten der *Ganna nera* finden sich reichlich unregelmässig begrenzte, ganz beliebig orientirte, bis 1 cm. lange Strahlsteinkrystalle von intensiv grüner Farbe eingesprengt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus splittrigen Quarzkörnern; sehr verbreitet ist ferner fast farbloser Epidot, in Körnern und unvollkommen ausgebildeten, nach der *b*-Axe verlängerten Krystallen. Splitter des Strahlsteines wurden chemisch untersucht. Er enthält hauptsächlich

¹⁾ Anfang October 1891 hatte ich Gelegenheit, unter der Führung von Prof. *Pumpelley* und Dr. *Wolff* die Green Mountains Mass. U. S. A. zu besuchen. In dem stark gefalteten Gebirge liegen über Granit cambrische Olonellus-Quarzite. Wir konnten alle Uebergänge von normalem feinkörnigem Quarzit zu gneissartigen Gesteinen verfolgen. Diese letzteren sind von den hier beschriebenen Gesteinen aus den Bündnerschiefern nicht zu unterscheiden.

²⁾ Vgl. *G. Link*, geognost.-petrogr. Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Abhandlungen zur geol. Special-Karte von Elsass-Lothringen, III. 1, p. 17.

Eisen und Magnesia; die Prüfung auf Thonerde, nach der *Behrens'schen* Methode ¹⁾, ergab ein negatives Resultat. Unter dem Mikroskop zeigen die Leisten Spaltrisse parallel der Längsausdehnung und Querabsonderung. Sie faserförmig an den Enden aus und erscheinen in Folge lückenhaften Wachstums meist skeletartig bis netzförmig, indem sie von Quarz vielfach durchbrochen werden (vgl. Photographie Nr. 9). Der Pleochroismus ist kräftig (*c* blaugrün, *b* und *a* gelbgrün bis grünlichgelb); die Absorption ist $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe von *c* zu *a* in klinopinakoidalen Schnitten beträgt bis zu 20°. In Form von Körnern sind ferner Carbonate reichlich verbreitet; nach der *Link'schen* Methode geprüft erwiesen sich dieselben als dolomitisch. Das Gestein ist als ein Strahlsteinquarzit zu bezeichnen.

Innerhalb des Systems hochkrystalliner Bündnerschiefer in der Gegend von *Piora* sind quarzitisches Einlagerungen sehr verbreitet. Die Entstehung derselben ist oft auf nachträgliche Infiltration zurückzuführen. So beobachtet man innerhalb des Staurolithschiefers von *S. Carlo* bis metermächtige Bänke meist feinkörniger, seltener auch grobkörniger Quarzite. Der Quarz zeigt in letzterem Falle deutlich die Rhomboëdergestalt des Dolomites. Wir haben eine auf metermächtige Schichten sich ausdehnende Pseudomorphosenbildung von Quarz nach Dolomit vor uns! ²⁾

Die feinkörnigen Quarzite, welche wir z. B. in dem prachtvollen Profile von dem *Ritom-See* nach dem *Lago di Tom* finden, sind linear gestreckt und enthalten dünne Muscovit-Lagen. Quarzite, welche ich oberhalb des *Hotels von Piora* im Hangenden der Rauchwacke fand, sind ausgezeichnet durch ihren Gehalt an Calcit, Epidot, Turmalin und Rutil.

10. Chemische Analysen von grauen und schwarzen Bündnerschiefern.

Im Folgenden sind einige quantitative, chemische Analysen von schwarzen und grauen Bündnerschiefern zusammengestellt. Die Analysen Nr. 1, 2, 3, 4 und 5 wurden im Auftrag der geologischen Commission der Schweiz von Herrn Dr. Scheid, Gerichtschemiker in Freiburg i./B., ausgeführt, die Analyse Nr. 7 verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Professor *L. Duparc*, aus Genf, Nr. 6 und Nr. 8 sind der Arbeit von *U. Grubenmann* (Cit. 146) entnommen.

- Nr. 1. Dünnpaltiger, schwarzer Chloritoidphyllit der Gipfelregion des *Scopi*.
- Nr. 2. Zoisitphyllit von *Sta. Maria (Lukmanier)*.
- Nr. 3, 4, 5 und 6. Granathornfelse von *Piora*.
- Nr. 7. Quarzhaltiger Granatglimmerschiefer von *Piora*.
- Nr. 8. Disthenführender, zweiglimmeriger Schiefer von *Piora*.

¹⁾ Vgl. *Th. H. Behrens*, mikrochemische Methoden zur Mineralanalyse. Amsterdam, 1881.

²⁾ Vgl. Cit. 156, p. 6.

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8
SiO ²	47,63	43,08	40,08	52,91	62,19	72,24	67,96	39,98
TiO ²	—	} 2,25	—	3,40	2,47	3,01	—	2,30
ZrO ²	—		—	2,75	0,20	—	—	—
Al ² O ³	16,11	15,05	10,42	18,68	15,31	11,79	18,80	26,20
Fe ² O ³	2,54	3,53	4,61	9,10	10,84	2,99	1,28	3,54
FeO	6,85	3,60	3,57	2,42	2,03	1,74	2,32	3,80
CaO	3,58	16,04	19,48	3,02	1,44	4,06	1,91	4,01
MgO	0,21	0,21	1,85	0,70	0,13	0,80	1,26	11,68
K ² O	1,41	2,15	2,11	2,07	1,57	0,85	4,23	6,02
Na ² O	6,08	1,22	5,18	2,34	1,14	0,97	0,67	0,47
CO ²	7,05	10,57	8,64	—	—	} 2,30	} 2,25	} 2,18
C	2,07	1,05	3,15	0,50	0,48			
H ² O	4,81	1,12	2,11	2,04	1,49			
Fl	—	—	—	—	0,54	—	—	—
	98,34	99,87	101,20	99,93	99,83	100,75	100,68	100,18

Der Chloritoidphyllit (Nr. 1) zeigt die mittlere Zusammensetzung normaler Thonschiefer (vgl. z. B. Gümbel, Cit. 147, p. 48, grauer Liasschiefer von *Piz Lischanna* [Unter-Engadin]). Der Zoisitphyllit (Nr. 2) erweist sich reich an Carbonaten, es bleiben 2,61 % Ca, welche nicht an CO² gebunden sind, und also zugleich mit Thonerde Kalksilicate (Zoisit) bilden. — Die Hornfelse (Nr. 3, 4, 5 und 6) zeigen sehr bedeutende Differenzen in ihrer chemischen Zusammensetzung, es ist offenbar dass die carbonatfreien, thonerdereichen Varietäten den Granatphylliten, die carbonatführenden, thonerdearmen hingegen den Zoisitphylliten entsprechen.

Der quarzführende Granatglimmerschiefer (Nr. 7) stimmt in seiner Zusammensetzung mit den Hornfelsen ziemlich gut überein. Der hohe Gehalt an K²O weist auf einen sericitischen Glimmer. Der fehlende Quarzgehalt in den Disthenglimmerschiefern (Nr. 8) bedingt einen niedrigen Gehalt an SiO²; bemerkenswerth ist der hohe Procentsatz an Al²O³ und MgO, was auf das Vorhandensein von Disthen und Biotit hinweist.

Die Mehrzahl der analysirten Schiefer sind ausgezeichnet durch einen hohen Procentsatz an Titansäure.

In dem mannigfachen Wechsel, welchen die verschiedenen Schiefervarietäten in ihrer chemischen Zusammensetzung zeigen, erkennt man die für ein kalkig-thoniges Schichtsystem charakteristischen Differenziationen.

B. Die grünen Bündnerschiefer.

(Sv. der Karte.)

Die «grünen» Bündnerschiefer treten meist als untergeordnete Massen vorzugsweise innerhalb jener Kalkphyllite auf, die man, nach dem Vorgange *Studers*, als «graue» Bündnerschiefer bezeichnet. Sie bilden theils auf weite Strecken sich ausdehnende, schichtförmige Einlagerungen in einer Mächtigkeit von 1—50 m., theils kürzere Linsen, seltener Stöcke. Die Bezeichnung Schiefer ist häufig nicht ganz zutreffend, da das zähe Gestein sehr oft durchaus massig ausgebildet ist. Immer beobachten wir eine ganz scharfe Trennung des grünen Schiefers vom Nebengestein, allmälige Uebergänge konnte ich nie beobachten, ebenso wenig die Bildung von Gangtrümmern. Ihr geologisches Auftreten (vgl. Taf. I, Prof. 7) ist durchaus analog demjenigen der Diabaslagergänge, wie wir solche z. B. im böhmischen Silur finden, wo sie ebenfalls mit den liegenden und hangenden Sedimenten concordant gefaltet sind (vgl. *Hauer*, Geologie 1875, p. 206). Die silurischen Schiefer der Bretagne enthalten ebenfalls zahlreiche Diabaslagergänge (vgl. die Darstellungen von *Ch. Barrois*, B. S. g. Fr., Sér. III, Tome XIV, Pl. XXI) etc.

In unserem Gebiete finden sich die «grünen» Schiefer hauptsächlich in der Gruppe des *Piz Curver*, hier mit Serpentine, Gabbro und Variolit vergesellschaftet, im *Hintergrund des Safienthales* und von da ins *Valserthal* hinüberstreichend; ferner sind dieselben in den südlich an Bl. XIV angrenzenden Gebieten (Bl. XIX) verbreitet und speciell aus *Val Starlera* und der Umgebung von *Nufenen* bekannt geworden. Es scheint, dass die «grünen» Schiefer vorzugsweise auf die tiefern Lagen der Kalkphyllite beschränkt sind. Eingehende Beschreibungen derselben finden wir bei *Studer* (Cit. 23, Bd. I, p. 336), *G. vom Rath* (Z. d. g. G., 1857, Bd. IX, p. 241 u. ff., ferner Cit. 32, p. 475 u. 476), *Theobald* (diese Beitr. Bd. III, p. 23) und *Fr. Rolle* (Cit. 85, p. 30). *Rolle* schlug für die Familie der grünen Bündnerschiefer den Namen Chlorogrisonit vor und erkannte mit Hülfe mikroskopischer Untersuchungen Plagioklas, Epidot, Strahlstein, Chlorit und Magnetit als die Gemengtheile dieser Gesteine, ein Befund, dessen Richtigkeit die vorliegenden Mittheilungen bestätigen. Je nach dem Vorherrschen des einen oder andern dieser Mineralien unterschied *Rolle* fünf verschiedene Gesteinstypen, die er mit besonderen Namen belegt hat. Zu betonen ist, dass *Rolle* grobkörnige Varietäten, wie sie am Brennhof bei Nufenen vorkommen, als «dioritartig» bezeichnet hat.

1. Gabbro, Diabas und Variolit vom Piz Curver.

Im *Oberhalbstein*, speciell in der Umgebung von *Schweiningen* (vgl. Blatt XV der geol. Carte d. Schw.), sind innerhalb der grauen Bündnerschiefer Serpentine und Gabbro weit verbreitet. In der Umgebung des *Piz Curver* greifen diese Bildungen auf unser Gebiet über. Es finden sich Gabbro, serpentinisirte Diabase und Variolite.

a. Gabbro fand ich in Blöcken bei den Hütten von *Bavugls* oberhalb *Andeer*, ferner anstehend in Begleit ausgedehnter Massen von Serpentin auf *Plaun la Botta*,

südlich vom *Curver*. Die vorliegenden Proben zeigen alle deutlich ausgeprägte Druckschieferung, bestehen aus schmutzig grünlichem Saussurit und Diallag. Calcit durchsetzt in Schnüren und Nestern das Gestein. — Der Feldspath bildet im Dünnschliff breit tafelförmige, selten geradlinig begrenzte Durchschnitte mit breiten Zwillingslamellen. Die Individuen sind durchweg stark saussuritisirt und durch mechanische Zertrümmerung in einzelne, aneinander verschobene Stücke aufgelöst. Auch beim Diallag fehlt idiomorphe Begrenzung; er ist sehr licht gefärbt und schwach pleochroitisch. Die zwischen den Feldspäthen gleichsam eingekeilten Partien desselben sind von dicht gedrängten Spaltrissen durchsetzt, welche unter einander parallel in mannigfachen Windungen verlaufen (vgl. Photographie Nr. 10). Die Zersetzung des Diallages beginnt häufig damit, dass eine Anzahl Lamellen ausgeschaltet erscheinen und durch Chlorit ersetzt sind (vgl. Photographie Nr. 11). Sehr oft ist jedoch der Diallag vollständig entweder in Chloritfasern oder in kleinkörnige Aggregate von Epidot aufgelöst. Olivin ist spärlich vorhanden, vereinzelt wurden grössere Durchschnitte beobachtet, die jedoch bis auf wenige Reste serpentinisirt erscheinen.

In der Natur kann man alle Uebergänge verfolgen zwischen dem normalen, wenig geschieferten Saussuritgabbro zu einem dünnstiefrigen Gestein, dessen Provenienz sich makroskopisch nur noch durch das Vorhandensein einzelner Diallagblättchen zu erkennen gibt. Werden auch diese letzteren noch chloritisirt, so haben wir ein Gestein vor uns, das makroskopisch eben nur als «grüner Schiefer» bezeichnet werden kann.

b. Als Diabase erwiesen sich dichte, mehr oder weniger schiefrige Gesteine, die am Ostabhang des vom *Curver* nach Süden abzweigenden Grates, *Sponda Sursess*, auftreten. Den reichlichen Gehalt an Calcit der vorliegenden Stücke erkennt man beim Betupfen mit Salzsäure. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die eine der vorliegenden Varietäten typische Ophitstructur besitzt. Schmale, genau umgrenzte Leisten von zersetztem Feldspath kreuzen sich unter beliebigen Winkeln; dazwischen liegen Chloritaggregate mit etwas Strahlstein untermischt, welche offenbar genau die Stelle des einst vorhandenen Augites einnehmen. Eine zweite, stärker schiefrige Varietät besitzt unter dem Mikroskop durchaus flaserige Structur. Chlorit, Epidot und Strahlstein, regellos mit Saussurit gemengt, bilden eine feinfaserige Masse. An einzelnen Stellen treten innerhalb derselben grössere Chloritputzen auf und in denselben schmale Leisten von unter einander getrennten, parallel orientirten Augitresten, von denen Aktinolithnadelchen auszustrahlen pflegen (vgl. Photographie Nr. 12). Die beiden beschriebenen Gesteine sind offenbar beides dynamometamorphe Diabase, in der ersten Varietät ist die ursprüngliche Structur noch gut erhalten, der primäre Mineralbestand jedoch vollständig aufgelöst; in der zweiten Probe erkennt man bei vollständig veränderter Structur in den Augitresten noch ein ursprüngliches Mineral.

c. Variolite. Von der Wallfahrtskapelle *Ziteil* weg lässt sich gegen Norden zwischen *Piz Curver* und *Piz Toissa* hindurch ein langer Zug von Serpentin bis gegen die *Stürviseralp* hin verfolgen. Mit demselben finden sich namentlich bei *Siglotz* massige Variolite vergesellschaftet, welche sehr schöne kugelige Absonderung im Grossen zeigen.

Da wir in gewissen serpentinarartigen Gesteinen aus der *Curver-Gruppe* ursprüngliche Diabase nachweisen konnten, so erscheint hier das Auftreten der Variolite, die eine endomorphe Contactfacies des Diabases sind, durchaus nicht befremdend. Das Mengenverhältniss zwischen Variolen und Grundmasse ist in den vorliegenden Stücken ein sehr wechselndes. Die Variolen messen 1—3 mm. im Durchmesser und häufen sich meist schlierenförmig in der grünlich gefärbten Grundmasse an. Die Quetschzonen, welche in grosser Zahl die Stücke durchziehen, treten besonders deutlich da hervor, wo die Variolen dicht gedrängt sind.

Nach den Resultaten der mikroskopischen Prüfung besitzt die Grundmasse dieselbe stoffliche Zusammensetzung wie die Variolen; zwischen beiden ist häufig keine scharfe Grenze wahrnehmbar, beide verfliessen oft allmähig ineinander. Das in der Grundmasse und in den Variolen vorherrschende Mineral ist mehr oder weniger faserig, farblos und schwach doppelbrechend. Die Auslöschung liegt nahezu parallel der Längsrichtung der eng mit einander verbundenen Fasern. Immer entspricht letztere der Axe grösserer Elasticität. Dies Mineral wird als Oligoklas gedeutet. Die Variolen, welche aus radial von einem Punkt oder einer Fläche ausgehenden Oligoklasstrahlen im Wesentlichen bestehen, sind demnach Sphärolithe. Sie liefern meist ein deutliches Interferenzkreuz. Der Feldspath ist immer stark saussüritisirt; zwischen den Fasern desselben eingeklemmt, finden sich winzige, stark licht- und doppelbrechende Körnchen von bräunlich-grüner Farbe. Wo dieselben nicht zu sehr durch Zersetzungsproducte getrübt sind, lassen sie sich nach Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe als Augit bestimmen. Neben Augit ist wohl auch Epidot reichlich vertreten. Da, wo die Variolen nahe aneinander treten, wird die Zwischenmasse von Chlorit gebildet. Accessorische Mineralien, namentlich Erze, sind in den vorliegenden Varioliten recht selten.

2. Grüne Schiefer von Alp Starlera (Avers).

Nach der Darstellung von *Rolle* findet sich ein ansehnliches Lager «grüner» Schiefer in *Val Starlera (Avers)* (Bl. XIX). Die Schiefer lagern auf triadischen Kalken, darüber folgen graue Bündnerschiefer, die wieder von mächtigen Kalken (am *Weissberg*) überlagert werden. Leider gelang es mir infolge dichten Nebels nicht, die Aufschlüsse dieses Lagers am *M. Cuculnair* aufzufinden; in geringer Entfernung, westlich der Hütten von *Alp Starlera*, hingegen traf ich auf ein circa 50 m. mächtiges Lager «grüner» Schiefer, welches thatsächlich von Kalk unterteuft und von grauen Schiefern überlagert wird. Das Gestein ist von schmutziggrüner bis gelbgrüner Farbe, meist deutlich schiefrig, mannigfach gequetscht und gefältelt. Makroskopisch erscheint es als eine dichte, chloritische Masse, die von Epidot- und Quarzlagern durchsetzt ist. Im Gestein eingestreut finden sich häufig silberweiss glänzende Blättchen eines Erzes vom Habitus des Titaneisenglimmers.

Unter dem Mikroskop erscheinen Chlorit, Epidot und Hornblende einerseits, wasserheller Feldspath und Quarz als die wesentlichen Gemengtheile des Gesteines. Die Structur desselben ist eine unregelmässig körnige, seltener etwas flaserige.

Quarz und Feldspath sind zu einem Mosaik vereinigt und zeigen niemals krystallographische Begrenzung. Die Feldspathkörner sind immer wasserhell, sehr häufig lassen sie Spaltrisse erkennen; es treten einfache Individuen oder Zweihälfter auf. Unter den farbigen Gemengtheilen ist der Epidot am reichlichsten vertreten, er bildet Häufchen unregelmässig begrenzter, intensiv zeisiggrün gefärbter Körner, seltener nach der b-Axe verlängerte grössere Krystalle. Der Chlorit ist meist in Form einzelner Schüppchen vorhanden, seltener bildet er grössere Putzen, innerhalb welcher die Individuen annähernd divergentstrahlig angeordnet sind. Besondere Beachtung verdient die als kurzgedrungene Säulchen entwickelte Hornblende. Sie zeigt bei sehr schwacher Doppelbrechung eigenthümlich blaue Interferenzfarben und starken Pleochroismus (c = blau, b = violett, a = hellgelb bis farblos). Das Symbol der Säulen ist immer positiv, und die Auslöschung c:c sehr gering. *Milch*¹⁾ fand dieselbe Hornblende in den Diabasschiefern des Taunus. Calcit ist in allen Varietäten sehr verbreitet. Die Blättchen des Titan-eisenglimmers zeigen unter dem Mikroskop unregelmässig lappige Umrisse und erscheinen im auffallenden Lichte stahlblau. Die untersuchten Handstücke zeigen insofern verschiedene Ausbildung, als in einigen Hornblende, in andern Chlorit fast vollständig fehlt.

An verschiedenen Stellen im *Averserthale* fand ich lose Blöcke eines gelbgrünen, feinkörnigen, sehr zähen Gesteines, das neben Quarz und Feldspath körnige Aggregate von Epidot und wenig Chlorit enthält. Grössere kurzsäulige Kryställchen von Epidot enthalten häufig Erzpartikel eingeschlossen.

3. Grüne Schiefer vom Brennhof bei Nufenen.

Nordwestlich des Dorfes *Nufenen* (Blatt XIX) im Rheinwaldthale ist in den Kalkphylliten, im Hangenden eines Marmorlagers, eine stockförmige Masse «grüner» Schiefer eingelagert, welche sich durch ihre grobkörnige Textur auszeichnen. Die grobkörnigen, massig ausgebildeten Varietäten treten im Kern der Masse auf, während an den Rändern deutlich schiefrige, gleichmässig schmutziggrün bis gelbgrün gefärbte Abarten sich finden. Durch mannigfache Uebergänge sind beide mit einander verbunden.

Bei den Varietäten mit grösstem Korn liegen in einer dichten, graugrünen Grundmasse dunkelgrüne, hauptsächlich aus Hornblende bestehende, feinfaserige Partien, deren annähernd geradlinig begrenzte Querschnitte bis 1 cm. lang und bis 5 mm. breit werden.

Indem diese grünen Putzen mit der Grundmasse mehr oder weniger verfliessen, bilden sich gleichmässig feinkörnige Varietäten heraus. Makroskopisch erkennt man in allen Varietäten grössere, unregelmässig begrenzte, meist zersetzte Körner von Pyrit, ferner, mehr gleichmässig durch das Gestein verbreitet, wohl ausgebildete Octaëderchen von Magnetit.

Die gefärbten Mineralien, welche sich zu den eben erwähnten Putzen aggregiren und überhaupt immer eng mit einander verbunden auftreten, sind Aktinolith, blaue,

¹⁾ Vgl. *L. Milch*. Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug.-Diss. 1889, p. 32 (Z. d. g. G. XLI. Bd., p. 423).

schwach doppelbrechende Hornblende, Chlorit, Epidot und gelegentlich dunkelgrüner Glimmer. Die beiden Hornblenden sind deutlich von einander zu unterscheiden, auch wenn sie, was häufig der Fall ist, in gesetzmässiger Verwachsung auftreten. Die blaue Hornblende ist, wie in den Schieferen von *Starlera*, neben ihrer schwachen Doppelbrechung durch den eigenartigen Pleochroismus ausgezeichnet. Der Aktinolith bildet meist lange Nadeln, welche Quergliederung zeigen. Sein Pleochroismus ist deutlich (a = hellgelbgrün, b = dunkelgelbgrün, c = blaugrün), die Schiefe der Auslöschung von $c:c$ beträgt circa 14° . Der Epidot bildet grössere Körner und wohlbegrenzte Krystalle, welche scharfe Spaltrisse parallel der Längsrichtung (b -Axe) zeigen. Sein Pleochroismus ist gelegentlich deutlich, und zwar zeigt, je nachdem die Schlieffläche mehr parallel oP oder näher an $\infty P \infty$ liegt, der längere oder der kürzere Durchmesser der Säulen stärkere Absorption. Zwillinge, offenbar nach $\infty P \infty$ sind nicht selten. Chlorit füllt die Zwischenräume zwischen Epidot und Hornblende aus, und wo er zwischen parallelen Hornblendensäulen liegt, stehen die wellig gebogenen Fasern desselben meist annähernd senkrecht zur Längsausdehnung ersterer. Nicht gerade häufig finden sich Blättchen eines stark pleochroitischen Glimmers, welcher dunkelolivengrüne und lichtgelbe Farbentöne zeigt.

Die farblosen Gemengtheile sind fast ausschliesslich Feldspath, Quarz tritt in sehr geringen Mengen und Calcit gelegentlich auf. Alle bilden unregelmässig begrenzte Körner. Bemerkenswerth ist die absolute Frische des Feldspathes, es sind theils einfache Individuen, theils Zweihälfter, selten polysynthetische Zwillinge. Häufig werden die Körner von Strahlsteinnadeln durchwachsen. Der in scharf begrenzten Octaedern auftretende Magnetit ist sehr oft von trübem, körnigem Titanit umgeben.

In den feinkörnigen, schiefrigen, meist auch heller gefärbten Varietäten tritt vor Allem Chlorit in grösserer Menge auf, die Strahlsteinfasern werden bedeutend kleiner, aggregiren sich häufig zu büschelartigen Gebilden und sind gewöhnlich in Chlorit eingebettet. Die blaue Hornblende fehlt. Epidot, häufig zum Theil durch Zoisit vertreten, nimmt an Menge ebenfalls zu. Gelegentlich finden sich auch Muscovitblättchen. Bemerkenswerth ist ferner das Ueberhandnehmen von Calcit bei gleichzeitigem Zurücktreten des Feldspathes.

Auf der Alp *Pianetsch*, Südseite des *Valserberges*, trifft man im Liegenden des erwähnten Marmors auf ein zweites Lager grüner Schiefer, welche durchaus identisch sind mit denjenigen des *Brennhofes*.

4. Grüne Schiefer von Vals.

Die grünen Schiefer des *Saifenthal* konnte ich leider nicht untersuchen, in der Umgebung von *Vals* hingegen sammelte ich eine grosse Anzahl von Stücken. Die hauptsächlichsten Vorkommnisse sind hier: *Passhöhe des Valserberges*, *Zum Hirt*, *Alp Vallatsch*, *Campo unterhalb Vals*, *Fuorcla de Patnaul und Schwarzhorn*, *Buccarischuna*. Ueberall, wo ich das Gestein im Anstehenden beobachtete, zeigte es dieselbe Ausbildung. Es ist feinkörnig, gleichmässig schmutzigrün gefärbt, sehr zähe, oft ganz

massig ausgebildet, unregelmässig klüftig, manchmal mehr oder weniger schiefrig, fein gefältelt und von gewundenen Calcitschnüren durchzogen. Als Beispiel für die Art des Auftretens der grünen Schiefer mag folgendes Profil gelten, welches ich auf der *Vallatsch-Alp* in dem rechten der beiden bei *Löchli* sich vereinigenden Bachtobel beobachtet habe. Das ganze Schichtsystem fällt circa 15° nach Südosten ein.

1. Graue, quarzreiche Kalkphyllite.
2. Grüne Schiefer, massig ausgebildet circa 60 m.
3. Graue Kalkphyllite » 3 »
4. Rauchwacke » 7 »
5. Grüne, stark gefältelte Schiefer » 5 »
6. Graue Kalkphyllite.

Auf der Karte (Bl. XIV) ist noch ein mächtiges Lager grüner Schiefer nachzutragen, welches südöstlich unter dem *Piz Aul* über die *Fuorcla de Putnaul* nach *Faltschonhorn* und *Schwarzhorn* hinzieht.

Nach mineralogischer Zusammensetzung und Structur sind die gewöhnlichen *Valser*-schiefer mit den dichten Varietäten von *Nufenen* identisch. Die blaue Hornblende fehlt hier, der Strahlstein findet sich einerseits in Form gedrungener Leisten, anderseits bildet er äusserst feinstrahlige Gewebe, welche in Chlorit eingebettet sind und erst nach dessen Wegätzen deutlich hervortreten. Grössere Feldspath- und Epidotkörner sind häufig ganz erfüllt von feinen Strahlsteinnadeln. Neben Epidot erscheint in grosser Menge der Zoisit. Wasserheller Feldspath gehört auch hier zu den Hauptgemengtheilen des Gesteins. In den stark schiefrigen, calcitreichen Varietäten verschwindet er gelegentlich vollständig.

Zwischen *Luschania* und *Buccarischuna* fand ich in Blöcken zwei grobkörnige Gesteine, von denen das eine mit den oben beschriebenen, grobkörnigen Typen vom *Brennhof* bei *Nufenen* übereinstimmt, während das andere ärmer an gefärbten Gemengtheilen ist und vorzugsweise aus saussuritartigem Feldspath besteht. Besondere Beachtung verdient der Umstand, dass dieser Feldspath im Dünnschliff häufig nicht unregelmässig begrenzt ist, sondern nach Art der Diabasfeldspäthe leistenförmige Durchschnitte liefert, die polysynthetische Zwillingsstreifung zeigen.

5. Bemerkungen über die Entstehung der grünen Bündnerschiefer.

Nach allen ihren Eigenthümlichkeiten gehören die hier beschriebenen «grünen Bündnerschiefer» offenbar zu einer einzigen Gesteinsgruppe. Behufs Feststellung ihrer chemischen Natur liess ich von Herrn Dr. *Scheid*, in Freiburg i./B., ein dichtes, grünes Gestein vom *Valserberg* analysiren (vgl. Tab. I, p. 62). Unter dem Mikroskop zeigt dasselbe reichlichen Gehalt an Zoisit und Chlorit, die Hauptmasse besteht aus wasserhellem Feldspath; Carbonate sind in geringer Menge vorhanden. *G. vom Rath*¹⁾ hat ebenfalls grüne Schiefer aus dem *Oberhalbstein* analysirt; mit Ausnahme eines

¹⁾ Vgl. *G. v. Rath*. Geognost. Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden (Z. d. g. G., Bd. IX, 1857, p. 241).

kaum schiefrigen graugrünen Gesteines (vgl. Tabelle II), welches die schroffen Thalwände unterhalb *Molins* bildet, stimmen dieselben mit dem grünen Schiefer vom *Valserberg* nicht gut überein, indem sie einen höhern Gehalt an SiO^2 (bis zu 79 %) und durchweg mehr Kali (2,3—6 %) als Natron (0,16—1,16 %) aufweisen. Unter den von *G. vom Rath* als «grüne Schiefer» bezeichneten Gesteinen finden sich offenbar ganz heterogene Dinge.

	I. Grüner Schiefer vom Valserberg. (Scheid)	II. Grüner Schiefer von Molins. (G. v. Rath)
SiO^2	43,41	51,38
TiO^2	1,69	—
Al^2O^3	16,62	13,29
Fe^2O^3	7,67	} 15,44
FeO	7,26	
CaO	10,60	8,94
MgO	4,73	6,61
K^2O	0,46	1,05
Na^2O	3,70	3,99
CO^2	0,48	—
H^2O	2,11	—
	98,73	100,70

In dem Gestein des *Valserberges* erklärt sich der hohe Kalkgehalt bei der geringen Menge von Carbonaten durch das Vorhandensein des Epidotes resp. Zoisites. Der hohe Natrongehalt zeigt, dass der Feldspath nicht Orthoklas ist, was man bei der grossen Seltenheit polysynthetischer Zwillinge wohl annehmen könnte, er gehört unbedingt zu den Plagioklasen, nach seinen optischen Eigenschaften wahrscheinlich zum Albit.

In Beziehung auf die Gesamttzusammensetzung beider Gesteine fällt die grosse Uebereinstimmung mit der mittlern Zusammensetzung der Diabase sofort in die Augen.

In all den beschriebenen «grünen» Schiefen ist sowohl Mineralbestand als auch Structur im Grossen und Ganzen nicht primär, sondern als eine Folge von Umwandlungsprocessen zu betrachten. Die Umwandlung des ursprünglichen Mineralbestandes ist meist eine so vollständige, dass nur die Endproducte derselben vorliegen. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden mit Gabbro und Variolit zusammen auftretende grüne Schiefer der *Curver*-Gruppe, die nach Mineralbestand und nach Structur leicht als ursprüngliche Diabase zu erkennen sind. In Hinblick auf dieses Vorkommen erscheint es wahrscheinlich, dass auch die Schiefer von *Starlera*, *Nufenen* und *Vals*, infolge ihrer chemischen Zusammensetzung, der massigen Structur, namentlich der grobkörnigen Varietäten, sowie der Art des geologischen Auftretens, aus Gliedern der Diabasreihe hervorgegangen sein möchten, wenn auch hier die charakteristische Structur und die Mineralien des Diabases, Augit und leistenförmig ausgebildeter, basi-

scher Plagioklas, mit wenigen Ausnahmen fehlen. Die in den Schiefern vorhandenen Mineralien: Epidot und Zoisit, Strahlstein, Chlorit etc., sind, wie in analogen Fällen in überzeugender Weise nachgewiesen worden ist, die charakteristischen Umwandlungsproducte der Diabasmineralien. Mit normalen Diabasen theilen die Graubündnergesteine den hohen Gehalt an titanhaltigen Erzen, aus denen Magnetitoctaëder und feinkörniger Titanit bei der mechanischen Metamorphose sich bilden.

Bemerkenswerth ist die Natur des Feldspathes in den grünen Schiefern. Derselbe ist, wie hervorgehoben wurde, stets ganz frisch, wasserklar, durchsichtig, enthält häufig Einschlüsse von Strahlsteinnadeln, zeigt aber nie den Habitus des Saussürites. Er ist demnach nicht als ursprünglicher Diabas-Plagioklas zu deuten, sondern wurde jedenfalls aus dessen Zersetzungsproducten neu gebildet. Ich glaube, dass Albit vorliegt, kann aber für diese Annahme keinen exacten Beweis liefern ¹⁾.

In den Einzelheiten der Structur finden wir eine ganze Reihe von Anhaltspunkten, welche die Herleitung dieser Schiefer aus Diabasen rechtfertigen. In erster Linie ist es auffällig, dass die farbigen Gemengtheile sich oft zu mehr oder weniger geradlinig begrenzten Putzen aggregiren, eine Eigenschaft, welche bei den grobkörnigen Varietäten auch makroskopisch wahrnehmbar ist. Form und Mineralbestand dieser Aggregate zeigen, dass sie im Grossen und Ganzen einen ursprünglich vorhandenen Augit vertreten. Gestützt wird diese Annahme in den Fällen, wo man neben und in diesen Aggregaten scharf begrenzte Leisten neugebildeter Feldspathsubstanz beobachtet, welche genau die Stelle des ursprünglichen Diabas-Plagioklases einnehmen und so die primäre Ophitstructur zum Ausdruck bringen (vgl. Photographie Nr. 13). Gewöhnlich fehlen aber solche Residua der ursprünglichen Structur, indem namentlich die basischen Gemengtheile regellos durch das ganze Gestein sich verbreiten.

Durch *L. Milch* ²⁾ sind Gesteine aus dem *Taunus* untersucht worden, welche als «Grünschiefer» bezeichnet und für krystalline Sedimente gehalten worden sind. Es hat sich bei dieser Untersuchung herausgestellt, dass dieselben durch allmälige Uebergänge mit normalen Diabasen resp. Diabasporphyriten verbunden sind, derart, dass die Schiefer als dynamometamorphe Diabase sich erweisen. Mit diesen Taunusgesteinen sind die vorliegenden Vorkommnisse zu vergleichen, ich kann die allgemeinen Resultate *Milch's* durchaus bestätigen. *L. Milch* hat die verschiedenen Stadien der Umwandlung tabellarisch dargestellt und drei Stufen unterschieden (vgl. loc. cit. p. 406). Die grünen Bündnerschiefer stellen vorzugsweise Repräsentanten der II. und III. Umwandlungsstufe dar. — Die mannigfach entwickelten und weit verbreiteten Grünsteine von *Michigan* zeigen nach den Arbeiten von *G. H. Williams* ³⁾ manche Analogien mit den beschriebenen grünen Bündnerschiefern.

¹⁾ In einer interessanten Arbeit hat *J. E. Wolff* (Metamorphism of Clastic Feldspar in Conglomerate Schist. Bull. of the Mus. of comp. Zoology at Harvard College. Vol. XVI, No. 10, p. 173) neuerdings gezeigt, dass der wasserhelle, vollkommen frische Albit gewisser Albitschiefer als eine Neubildung aus bereits caolinisirtem Feldspath (Mikroklin) aufzufassen ist.

²⁾ Vgl. Z. d. g. G., Bd. XLI, p. 394.

³⁾ Vgl. Bull. of the United States Geological Survey, No. 62, 1890. The Greenstone Schist Areas of the Menominee and Marquette Regions of Michigan by *G. H. Williams*.

Die gleichförmige Ausbildung der beschriebenen Gesteine auf weite Strecken, der allmälige Uebergang von körnigen zu dichten, schiefrigen Gesteinen von der Mitte gegen die randlichen Partien der Massen, wie es namentlich sehr schön beim *Brennhof* bei *Nufenen* beobachtet werden konnte, unterstützt die Deutung der «grünen Bündnerschiefer» als dynamometamorphe Diabase. Für die Deutung derselben als submarine Tuffe liegen keine Anhaltspunkte vor.

Zum Schluss mag noch angeführt werden, dass die am Ostufer des *Lago Bianco* auf der *Bernina* vorkommenden grünen Schiefer (Sv. Bl. XX) sich nach mikroskopischer Prüfung ebenfalls als Diabasschiefer erweisen.

C. Die jurassischen Gesteine von Bonaduz.

An den Steilbördern des *Hinterrheins*, kurz vor seiner Einmündung in den Vorderrhein bei *Reichenau*, sind an mehreren Stellen Schichten des Oxford und des Doggers aufgeschlossen, rings von den Kalkphylliten der Bündnerschiefer umgeben. Diese Vorkommnisse sind von *A. Heim* genau untersucht worden (vgl. Taf. VII)¹⁾. Da wir hier durch Dislocationsmetamorphose stark veränderte Juragesteine in unmittelbarer Berührung mit ächten Bündnerschiefern finden, so erschien es wichtig, dieselben einer genaueren petrographischen Untersuchung zu unterziehen. Es sind vertreten: 1. Oxford-schiefer, 2. Eisenoolithe des Callovien und 3. Echinodermenbreccien des mittlern Doggers.

1. Oxfordschiefer.

Die Hauptmasse der zum untern weissen Jura gehörigen Gesteine, wie sie namentlich an dem Felsvorsprung unterhalb *Bonaduz* schön aufgeschlossen sind, wird von dunkeln, dünn-schiefrigen, etwas thonigen Kalken gebildet, deren Schieferungsebenen mit seidenglänzendem Sericit überzogen sind.

An der Basis dieses Complexes treten in einer Mächtigkeit von circa 1 m. dunkelgrüne Schiefer auf, die nach makroskopischer Beschaffenheit als dichte Chloritschiefer zu bezeichnen sind. Die unter dem Mikroskop bestimmten Gemengtheile derselben sind: Chlorit, Quarz, Calcit, Feldspath, Rutil, Turmalin und Pyrit. Der Kalkgehalt wechselt sehr in den verschiedenen Handstücken, auch lässt sich ein allmäliger Uebergang zu den hangenden Kalkschiefern constatiren. Häufig sind den chloritreichen Schiefern mikroskopische, längliche Kalkoolithe eingelagert, ferner erkennt man unter dem Mikroskop Bruchstücke von Echinodermenschalen mit ihrer charakteristischen Gitterstructur. Makroskopisch sind Belemnitenbruchstücke zu erkennen.

¹⁾ Vgl. ferner Cit. 154 und 156.

Der Chlorit bildet im Dünnschliff theils gewundene, längliche Fasern, welche der Schieferung des Gesteines parallel verlaufen, theils grössere Blättchen, deren wellig gebogene basale Spaltrisse annähernd senkrecht zur Schieferungsebene stehen. Der Pleochroismus des Chlorites ist sehr deutlich (blassgelb senkrecht, grün parallel zur Basis). Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Auslöschung ist annähernd parallel, es treten die charakteristischen blauen Interferenzfarben auf. Wird der Dünnschliff mit heisser Salzsäure behandelt, so bleibt der Chlorit grösstentheils unverändert, erst beim Kochen des Gesteinspulvers mit concentrirter Salzsäure wird er vollständig zersetzt. Der stets in grosser Menge vorhandene Quarz tritt in Form von splittrigen Körnern auf. Dem Gemenge der Quarzkörner eingestreut finden sich recht häufig ebenfalls farblose, meist rundlich begrenzte Körner eines wasserhell durchsichtigen Minerals, welches annähernd gleichen Brechungsexponenten und gleiche Doppelbrechung wie der Quarz besitzt, sich aber als optisch zweiaxig erweist. Die Vermuthung, dass Albit vorliegt, wurde durch die mikrochemische Prüfung bestätigt. Das mit Schwefelsäure behandelte Gesteinspulver wurde mit Flusssäure zersetzt, in dem nach dem Abrauchen der Säure vorhandenen Rückstand konnte mit Hülfe der Bořický'schen Methode Natrium in reichlicher Menge nachgewiesen werden. Sämmtliche Gemengtheile des Gesteins sind erfüllt von winzigen Rutilmikrolithen, welche bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit Flusssäure sich leicht isoliren liessen. Turmalinkryställchen und Pyrit treten vereinzelt auf.

Genau in der gleichen Weise wie bei Bonaduz sind auch in der Juramulde von *Fernigen (Kt. Uri)*¹⁾ die untern Schichten des Oxford als Chloritschiefer entwickelt. Sie enthalten hier zahlreiche, verzogene Belemniten, die als *Belemnites Calloviensis Opp.* bestimmt werden konnten. Nach einer Analyse von Dr. *Scheid* in Freiburg i./B. enthält das Gestein folgende Bestandtheile:

SiO ²	51,61
TiO ²	5,12
ZrO ²	0,68
Al ² O ³	12,53
Fe ² O ³	3,14
FeO	7,55
CaO	5,44
MgO	1,08
K ² O	0,99
Na ² O	2,34
H ² O	5,05
CO ²	3,70
		<hr/> 99,23

¹⁾ Vgl. Cit. 98, p. 157, Atlas Taf. X, Fig. 1. Vgl. ferner *C. Schmidt*. Sur un schiste albito-chloriteux à Belemnites de Fernigen. (Ecl. geol. Helv., Bd. I, Nr. 3, p. 213.) Weitere Angaben über dieses Vorkommen hoffe ich demnächst veröffentlichen zu können.

Seiner Zusammensetzung nach stimmt der vorliegende Chloritschiefer mit einem normalen Schieferthon überein. Bemerkenswerth ist der hohe Gehalt an Titansäure, deren Vorhandensein auf den massenhaft vertretenen Rutil hinweist.

2. Eisenoolithe des Callovien.

Der obere Dogger ist in der Umgebung von *Bonaduz* durch mannigfach ausgebildete Eisenoolithe vertreten. Es sind graugrüne, mehr oder weniger schiefrige Kalke, welche schmutziggrüne, gewöhnlich plattgedrückte, in die Länge gezogene Oolithe und meist in reichlicher Menge Magnetitkryställchen enthalten.

Unter dem Mikroskop lässt sich erkennen, dass die Oolithe vorzugsweise aus feinblättrigem oder faserigem Chlorit bestehen. Der Pleochroismus desselben ist deutlich (dunkelgrün und licht gelbgrün). Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Chloritoolithe zeigen häufig concentrisch schalige Structur; in den stärker gequetschten Gesteinen hingegen bestehen sie aus langen gewundenen Fasern, welche in der Richtung der längern Axe der spindelförmigen Oolithe verlaufen. Dem Chlorit der Oolithe ist immer etwas Calcit beigemischt und sehr häufig dichter Magnetit, welcher in manchen Fällen so überhand nimmt, dass reine Magnetitoolithe entstehen.

Die Grundmasse der Kalke besteht aus Calcit, Chlorit, Quarzkörnern, staubförmigem Magnetit und Eisenglanzschüppchen. Sie enthält grössere Magnetitkryställchen eingesprengt, in deren Nähe sich in der Regel grössere Chloritblättchen und Quarzkörner ansammeln. Pyrit ist ein verbreiteter accessorischer Gemengtheil. Reste von Belemniten und Echinodermen sind im Dünnschliff häufig zu beobachten.

In der Juramulde von *Fernigen* sind die Eisenoolithe des Callovien ganz ähnlich entwickelt wie bei *Bonaduz*. Die elliptisch verzogenen Oolithe bestehen aus langfaserigen Aggregaten von Chlorit, mit Calcit untermischt. Die ursprünglich vorhandene concentrisch schalige Structur der Oolithe ist nur selten noch erhalten. Der Magnetit erscheint theils einsprenglingsartig in Form grösserer Krystalle, theils tritt er als dichte, staubförmige Masse mit Calcit gemengt in der Grundmasse auf. Oft bemerkt man dichte, einerseits grauliche, chloritreiche, anderseits bläulichschwarze, magnetitreiche Kalkpartien, welche schlierenartig ineinander gepresst sind.

In den beschriebenen Eisenoolithen sind eine ganze Reihe von Erscheinungen zu constatiren, welche auf mehr oder weniger stark ausgeprägte Metamorphose hinweisen. Das ursprüngliche Gestein war offenbar ein oolithischer, eisenreicher Kalkstein. Die chloritischen Substanzen, welche vorzüglich die Oolithe zusammensetzen, sind mit dem Glaukonit¹⁾ zu vergleichen, welcher als primäre Bildung in den mannigfachsten Ablagerungen geringer Meerestiefen sich findet. Als Neubildungen hingegen, dynamometamomorphen Ursprungs, erscheinen vor Allem die einsprenglingsartig hervortretenden, bis 1 mm. grossen Magnetitkryställchen mit den sie umsäumenden, grössern Quarzkörnern und Chloritblättchen.

¹⁾ Vgl. *Gümbel*. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonites. (Sitzungsber. der k. bayr. Acad. z. München. Math.-phys. Cl., 4. Dez. 1886.)

3. Echinodermenbreccien des mittleren Doggers.

Im Liegenden der Eisenoolithe sind mehrorts (*Nundraus, St. Georg*) typische Echinodermenbreccien, sowie feinkörnige, quarzitisches Gesteine aufgeschlossen.

Die Echinodermenbreccien zeigen unter dem Mikroskop eine ziemlich grobkörnige Grundmasse, welche aus Calcit und Quarzkörnern besteht und reich an opaken, staubförmigen Erzen ist. Die Echinodermenreste sind als grosse, einheitliche Calcitindividuen der Grundmasse eingesprengt; ihre Structur ist jedoch nur da erhalten, wo der Calcit durch Eisenoxydhydrate verdrängt ist.

Der klastische Charakter der quarzitisches Gesteine, welche mit den Echinodermenbreccien wechsellagern, ist unter dem Mikroskop unverkennbar. Das Gestein besteht aus rundlichen Quarzkörnern, Calcit und verworren faserigen Aggregaten eines licht grünlichgelben Chlorites mit positiver Doppelbrechung. Eisenoxydhydrate und staubförmige opake Erze verbreiten sich durch die ganze Masse; vereinzelt treten auf Pyrit- und Magnetitkryställchen, sowie offenbar allothigene kantengerundete Zirkone.

Die sämtlichen untersuchten Juragesteine aus der Gegend von *Bonaduz* erwiesen sich als durchaus identisch mit den gleichalterigen Bildungen solcher Stellen auf der Nordseite des Aarmassivs, wo die Gesteine durch energische Faltungen ebenfalls stark modificirt worden sind (z. B. *Bützistöckli* bei *Linththal*, Gebiet der *Windgälle, Fernigen* etc.). Im ganzen Gebiete der Bündnerschiefer fand ich mit Ausnahme von Echinodermenbreccien nirgends Gesteine, welche sich mit den beschriebenen Gesteinen von *Bonaduz* vergleichen liessen. Für die Annahme, dass hier «die Bündnerschiefer aus dem untern Jura hervorgehen» ¹⁾, kann ich, gemäss dem mir vorliegenden Material, von petrographischem Standpunkte aus keine Anhaltspunkte finden.

4. Anhang. Ueber die Natur des sogenannten Chamoisites in alpinen Eisenoolithen ²⁾.

In den Eisenoolithen von der *Windgälle* und von *Chamoson* im Wallis findet sich an Stelle des Chlorites ein anscheinend dichtes, grünes Eisenoxydulsilicat, der sogenannte Chamoisit, welcher, wie eine Analyse möglichst reinen Materiales gezeigt hat, mit dem Cronstedtit und Thuringit in naher Beziehung steht. Da die Berechnung der von mir angeführten Analyse (loc. cit.) infolge von Rechnungsfehlern sich als unrichtig erweist, möchte ich die betreffenden Angaben berichtigen.

Das Resultat der Analyse des Chamoisites von der *Windgälle* ist in Tabelle Nr. 1 zusammengestellt (p. 68).

Das Silicat ist mit geringen Mengen von kohlensaurem Kalk und titanhaltigem Magnetit $[(\text{FeTi})^2\text{O}^3. \text{FeO}]$ verunreinigt. Die Berechnung der Analyse lieferte die in Nr. 2, Nr. 3, Nr. 4 und Nr. 5 zusammengestellten Daten:

¹⁾ Vgl. Cit. 154, p. 23.

²⁾ Vgl. Cit. 136. Ferner *Hintze*, Handbuch der Mineralogie, V. Lief. 1891, p. 736.

Nr. 1.

SiO ²	22,81
TiO ²	1,11
Al ² O ³	18,06
Fe ² O ³	2,58
FeO	36,55
CaO	1,49
MgO	4,28
H ² O	11,67
CO ²	0,76
	99,31

Nr. 2.	Nr. 3.	Nr. 4.	Nr. 5.
Carbonat.	Erz.	Silicat.	Silicat auf 100 % berechn. Aequivalente.
CaO 0,97	TiO ² 1,11	SiO ² 22,81	SiO ² 24,84 0,4140
CO ² 0,76	Fe ² O ³ 2,58	Al ² O ³ 18,06	Al ² O ³ 19,66 0,1927
1,73	FeO 2,04	FeO 34,51	FeO 37,57 0,5218
	5,73	CaO 0,52	CaO 0,57 0,0102
		MgO 4,28	MgO 4,65 0,1163
		H ² O 11,67	H ² O 12,71 0,7061
		91,85	100,00

Bořický ¹⁾ hat aus silurischen Eisenerzen von *Chrusteric* in Böhmen die dunkel bläulichgrauen Oolithe mechanisch isolirt und analysirt. Nach Abzug des auf die vorhandene CO² (2,5%) berechneten Carbonates (5,68 %) erhält man für das auf 100 % berechnete Silicat folgende Zahlen:

	%	Aequivalente.
SiO ²	25,63	0,4271
Al ² O ³	18,74	0,1837
FeO	42,29	0,5874
MgO	2,09	0,0525
H ² O	11,25	0,6250
	100,00	

Die beiden Analysen stimmen recht nahe mit einander überein. Wenn auch die Aequivalentzahlen der einzelnen Bestandtheile nicht in derart einfachen Verhältnissen stehen, dass die Aufstellung einer Formel gerechtfertigt erscheint, so tritt doch deutlich hervor, dass im Chamoisit annähernd (Ca Mg Fe) O + Al²O³ : SiO² = 2 : 1 und SiO² : H²O = 1 : 1,5 ist, Verhältnisse, wie sie *Rammelsberg* als charakteristisch für die Cronstedtit-Thuringit-Gruppe angibt (Mineralchemie, II. Aufl., p. 496). Der Chamoisit ist gegenüber Cronstedtit und Thuringit durch grossen Gehalt an Al²O³ und das Fehlen von Fe²O³ charakterisirt.

¹⁾ Vgl. Bořický, Entwicklungsgeschichte d. i. Schichtencompl. der silur. Eisenst. Böhm. vorkommenden Minerale (Sitzungsber. d. Wiener Akademie 1869, 59, I, p. 599).

Die früher gemachten Angaben (vgl. loc. cit.) über die optischen Eigenschaften des sogenannten Chamoisites möchte ich ebenfalls an dieser Stelle ergänzen und berichtigen. In den Eisenoolithen der Windgälle setzt derselbe mit dichtem Magnetit untermischt die länglichen, concentrisch schaaligen Oolithe zusammen und erscheint unter dem Mikroskop als ein hellgrün durchsichtiges, homogenes Mineral mit deutlichem Pleochroismus und sehr schwacher Doppelbrechung. Die anscheinend dichte Masse löst sich bei sehr starker Vergrößerung an ganz dünnen Stellen guter Schliffe in feine Fasern auf, welche in ihrem Verlaufe den Umrissen der Oolithe folgen und so die concentrisch schalige Structur derselben bedingen. Die einzelnen Fasern löschen parallel aus, die Axe kleinster Elasticität liegt in ihrer Längsrichtung und ist zugleich die Richtung der stärkern Absorption. Ein Vergleich der äusserst feinfaserigen Oolithe des Eisensteines der *Windgälle* mit den entsprechenden Gebilden von *Bonaduz* und *Fernigen* berechtigt zu der Annahme, dass die im Dünnschliff erscheinenden Fasern des scheinbar dichten Chamoisites als Querschnitte von Blättchen aufzufassen sind. Es stimmen unter dieser Voraussetzung die optischen Eigenschaften des Chamoisites genau überein mit denjenigen eines negativ doppelbrechenden Chlorites.

D. Schlussbemerkungen über die Natur der Bündnerschiefer.

Nachdem im achten Abschnitte, erster Theil des vorliegenden Textbandes zur geologischen Karte der Schweiz *A. Heim* über die Geologie der Bündnerschiefer eingehende Mittheilungen gemacht hat und seine Anschauungsweise, dahingehend, dass die Bündnerschiefer in ihrer auf Blatt XIV dargestellten Ausdehnung ein einheitliches jurassisches Schichtsystem darstellen, in welchem in Folge von Dislocationsmetamorphose krystalline Felsarten sich entwickelt haben, möchte ich meine speciell aus der petrographischen Untersuchung dieser Gesteine gewonnenen Resultate ebenfalls kurz zusammenfassen und bei dieser Gelegenheit einige Bemerkungen über die vorhandene Literatur machen.

Die erste eingehendere petrographische Untersuchung hierher gehöriger Gesteine verdanken wir *Grubenmann*¹⁾, welcher einige Typen aus *Val Piora* und *Canaria* untersuchte. Ich kann im Grossen und Ganzen seine Resultate bestätigen, möchte nur hervorheben, dass die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen eine viel grössere ist, als es nach den Darstellungen *Grubenmann's* den Anschein haben möchte. Wesentlich sich stützend auf die petrographischen Bestimmungen *Grubenmann's* gibt *Bonney*²⁾ mit vielen Worten etwas vage Beschreibungen der mannigfaltig entwickelten Gesteine von *Val Canaria*, *Val Piora* und *Scopi* («Val Piora» Schists). Alle oben beschriebenen Typen erkennt man mit Leichtigkeit aus Darstellungen *Bonney's* heraus, in Beziehung auf die Masse des in Betracht gezogenen Materiales sind die Angaben *Bonney's* weit vollständiger als diejenigen *Grubenmann's*. Speciell die Kalkphyllite und Thonschiefer der östlichen Gebiete behandelt *Gümbel*³⁾ in seinem Aufsätze, betitelt: Geologisches aus

¹⁾ Cit. 146.

²⁾ Cit. 155, p. 224.

³⁾ Cit. 147, p. 44 u. ff.

dem Engadin. *Gümbel* erklärt die Hauptmasse dieser Gesteine als paläolithische, eventuell cambrische Schichten und glaubt in dem Auftreten von Rutilnadelchen und kohligter Substanzen, welche zwischen Anthracit und Carbonkohle stehen (cf. Graphitoid), ein Merkmal gefunden zu haben, mit Hülfe dessen die paläozoischen Bündnerschiefer mit Leichtigkeit von ähnlich aussehenden jüngern Bildungen unterschieden werden können. Dass eine solche Annahme durchaus illusorisch ist, braucht wohl nach den hier gegebenen Gesteinsbeschreibungen nicht noch besonders bewiesen zu werden.

Ueber die sogenannten grünen Bündnerschiefer, welche sich als dynamometamorphe Diabase erwiesen haben, machte im Jahre 1879 *Rolle*¹⁾ Mittheilungen. Er hat einige Handstücke beschrieben und die vorhandenen Mineralien im Wesentlichen richtig bestimmt.

Gegenüber den ältern Anschauungen von *Theobald* und *Escher* etc., dass nämlich die grosse Masse der Bündnerschiefer ein einheitliches Gebilde der Jurazeit darstellt, sind in neuerer Zeit besonders von *Gümbel* und *Diener*²⁾ Einwendungen erhoben worden, indem, wie bereits erwähnt, die im Osten herrschenden Kalkphyllite als paläozoisch bezeichnet wurden. *Diener* nennt sogar diese « Klärung der Frage des Bündnerschiefers » einen der grossen Fortschritte der Alpengeologie in den letzten Jahren und setzt in einem besondern Capitel seines neuesten Werkes « Der Gebirgsbau der Westalpen » (p. 104 und ff.) seine Principien auseinander, dabei kommt er zu folgendem Schlusse: « Die Frage der « Bündnerschiefer » ist gegenwärtig insoweit geklärt, als der Nachweis der Vertretung sehr verschiedenartiger Bildungen in denselben erbracht erscheint. Die nächste Aufgabe wäre es, die Trennung in verschiedene Schichtgruppen auch kartographisch durchzuführen. Der natürliche Weg zur Erkenntniss der geologischen Verhältnisse eines Terrains muss zunächst dahin gehen, gut trennbare Glieder auch wirklich auszuscheiden und nicht mit einander auf Grund der Vorstellung eines in seinem Wesen noch so räthselhaften dynamometamorphen Vorganges zu vereinigen. » Umsonst sucht man in den betreffenden Arbeiten *Diener's* nach der Ausführung dieses schönen Programmes. Wo sind die von *Diener* erkannten « gut trennbaren Glieder »; wo sind solche auch « wirklich ausgeschieden » worden? *Diener* charakterisirt die verschiedensten Gesteine mit den Worten: paläozoischer Habitus, — im Uebrigen stützt er sich auf die Angaben von *Gümbel* und *Bonney*. Kartographische Darstellungen gibt *Diener* nicht, ebenso wenig eine genügende Anzahl genauer Detailprofile, aus welchen er seine theoretischen Schlussfolgerungen ableiten könnte.

Es muss zugegeben werden, dass die in den östlichen Theilen von Bl. XIV herrschenden Kalkphyllite eigenartig gegenüber den im Westen sich findenden, hochkrystallinen jurassischen Ablagerungen ausgebildet sind. Verfolgt man aber die Schichtcomplexe in ihrer Streichrichtung, so findet man eine derartig innige Verbindung dieser als paläozoisch gedeuteten Schiefer mit petrefactenführenden Juraablagerungen, dass eine Trennung unmöglich erscheint; man müsste eine hundertfache, fingerartige Ineinanderkeilung paläozoischer und jurassischer Schichten annehmen.

¹⁾ Cit. 85, p. 35.

²⁾ Gebirgsbau der Westalpen. Wien, 1891.

In ähnlicher Weise, wie *Gümbel* und *Diener* im Osten, will *Bonney* auch im Gebiete des *Scopi* und der *Val Piora* zwischen fossilführenden Schichten und altkrystallinen Schiefern allenthalben eine scharfe Grenze finden. Es ist mir unmöglich, zu erkennen, wie *Bonney* zwischen seinen «Val Piora Schists» und «Jurassic Rocks» eine derartig scharfe Trennung ziehen kann, findet er doch selbst in beiden Gruppen dieselben für metamorphe Schichten so charakteristischen Mineralien. Wären hier in der That zwei im Alter durchaus verschiedene Gesteinsgruppen vorhanden, so sähe man sich gezwungen, eine tausendfache Ineinanderknetung beider anzunehmen ¹⁾).

Wir kommen mit absoluter Gewissheit zu dem Schlusse, dass mit Ausnahme der trennenden Rauchwacke die ganze, zwischen Tessinergneissen und Gotthardmassiv eingeklemmte Schiefermasse von jurassischem Alter ist. Es ist wahrscheinlich, dass mehrere spitze Mulden oder Schuppen vorliegen, jedoch ist das mehrfache Auftreten gleicher Gesteine in ein und demselben Profile nicht immer nothwendig durch Faltenbildung oder Schuppenstructur zu erklären, da sehr wohl die Schichten verschiedener Horizonte bei gleichartiger primärer Beschaffenheit auch gleichartig modificirt sein können. Dass speciell die *Scopimasse* aus einer Doppelmulde besteht, erscheint kaum zweifelhaft.

In Beziehung auf die Bündnerschiefer im Gebiete von Blatt XIV ist wohl noch manche Detailfrage zu lösen, vor Allem erscheint die Aufnahme von Specialprofilen gut untersuchter Gesteinstypen nothwendig, ferner ist es von grösster Wichtigkeit, die Beziehung dieser Gesteine zu den ihnen analogen Bildungen in den angrenzenden Gegenden zu erforschen.

Nach den heute festgelegten Thatsachen muss angenommen werden, dass die Bündnerschiefer eine Serie von thonigen, kalkigen und quarzitischen Sedimenten darstellen, welche in verschiedenen Graden metamorphosirt worden sind. Die ersten Anfänge der Metamorphose bestehen stets darin, dass innerhalb der feinkörnigen Masse der normalen Sedimente Rutilmikrolithe, sowie vereinzelte, meist skeletartig ausgebildete Krystalle auftreten, die je nach der chemischen Zusammensetzung des Gesteines verschiedenartiger Natur sind. Die Einsprenglinge mehren sich, sie werden grösser; immer sind sie erfüllt von Einschlüssen von Grundmassepartikeln, welche ihre schichtförmige Anordnung auch innerhalb der Einsprenglinge nicht verloren haben. Schliesslich verwandelt sich auch der Rest der Gesteinsmasse in ein feinkörniges Gemenge krystallisirter Mineralien. Bei den am meisten umgewandelten Gesteinen tritt am wenigsten deutlich ein Unterschied zwischen Grundmasse und Einsprenglingen zu Tage.

Der ganze Vorgang der Metamorphose besteht darin, dass das feinkörnige, vorzugsweise klastische Material der ursprünglichen Sedimente allmählig aufgezehrt und zur Bildung grösserer, krystalliner Individuen verwendet wird. Auf diese Weise konnten vollständige Uebergangsreihen von Schieferthonen zu Glimmerschiefern, von kalkig-thonigen Schiefern zu Granat und respective Zoisit führenden, hornfelsartigen Gesteinen verfolgt werden. Einzig für die Kalkphyllite ist das primäre Gestein noch nicht aufgefunden worden. — Es ist anzunehmen, dass bei all' den beschriebenen Gesteinsumwandlungen in analoger

¹⁾ Dass die von *Bonney* erwähnten Einschlüsse glimmerreicher Gesteine in der Rauchwacke wirklich Glimmerschiefer der Bündnerschiefer sind, erscheint mir als durchaus nicht sicher festgestellt.

Weise, wie *Rosenbusch* es für die Producte der Contactmetamorphose betont hat, die Gesteine, welche wir z. B. als Hornfelse entwickelt finden, nicht erst das Stadium der Clintonit- und Granat- resp. Zoisitphyllite durchlaufen haben; die verschiedenen Varietäten sind einander coordinirt und gleichzeitig entstanden. Dass der grossartige Process der Gesteinsmetamorphose mit ganz bedeutenden Stoffwandlungen innerhalb der Gesteinsmassen verbunden war, beweisen auf das Deutlichste die metermächtigen Quarzbänke, welche als pseudomorphisirte Dolomitschichten sich erweisen.

Als Producte der Metamorphose treten hauptsächlich folgende Mineralien auf: Biotit, Muscovit, Margarit, Paragonit, Clintonit, Chloritoid, Aktinolith, Zoisit, Epidot, Granat (Almandin), Disthen, Staurolith, Orthoklas, Plagioklas, ferner Rutil, Turmalin und Magnetit. Bemerkenswerth ist das Fehlen von Andalusit.

Die Ursache der beschriebenen Umwandlungen kann nach unsern heutigen Anschauungen nur in der Dynamometamorphose oder in der Contactmetamorphose gesucht werden.

Das Auftreten von postjurassischen Graniten in unsern Alpen, wodurch die Möglichkeit contactmetamorpher Juraablagerungen gegeben wäre, ist principiell kein Ding der Unmöglichkeit, sind doch die Tonalite des Adamello posttriadisch, und in den Pyrenäen finden sich in weiter Verbreitung Granite, welche jünger als Jura sind. Dass der heutige Verband von metamorphosirten Schiefern mit den granitischen Gesteinen des Gotthardmassivs nicht derart ist, wie er in einer normalen Contactzone gefunden wird, darf uns nicht wundern, denn durch die gewaltige Alpenfaltung der Tertiärzeit, namentlich in diesen Regionen stärkster Pressung, sind sämtliche Gesteine in ihrem ursprünglichen Verbande vollkommen gestört worden.

In der grossen Zahl der in den beiden letzten Jahrzehnten erschienenen Arbeiten finden wir überall die Ansicht vertreten, dass die Granite des Gotthardmassives, von welchen die Contactwirkung hätte ausgehen müssen, viel älter als Jura sind. Ist diese Anschauung richtig, so müssen wir also nicht in dem Empordringen von Granitmassen, sondern in den späterhin bei der Gebirgsbildung thätigen Kräften die Ursache der Metamorphose suchen. Erhöhter Druck, hohe Temperatur und überhitzte Wasserdämpfe sind in diesem Falle die Agentien, welche eine so weit gehende Umkrystallisation der vorhandenen Mineralstoffe bedingt haben. Den Erscheinungen des Dislocationsmetamorphismus ist in letzter Zeit von den verschiedensten Seiten die grösste Aufmerksamkeit geschenkt worden, aber trotzdem sind derartige Umwandlungen, wie sie in den Hornfelsen und Glimmerschiefern der Bündnerschiefer vorliegen, noch kaum bekannt geworden¹⁾. Es stellt sich eine sehr weitgehende Convergenz in den Bildungen der Contact- und der Dynamometamorphose heraus.

¹⁾ Unter den metamorphen Kreideschichten der Coast Ranges von Californien finden sich nach den Darstellungen von *George F. Becker* Gesteinstypen, welche gewissen Bündnerschiefern genau entsprechen (vgl. *Becker. G. F. Geology of the Quicksilver deposits of the Pacific slope. — U. S. geological survey. Monograph XIII. 1888. Chap. III.*

VI.

Gesteine aus dem Thalgebiete von Schams.

A. Krystalline Einlagerungen und polygene Conglomerate in den Kalkstöcken von Schams.

In enger Verbindung mit den eigenthümlichen, mitten im Bündnerschiefer auftretenden Kalkstöcken in Schams (vgl. Taf. II, Profil 13 und 9) treten krystalline Schiefer von granit- oder gneissähnlicher Beschaffenheit auf. Diese Gesteine bilden mit den Kalken polygene Conglomerate (*Piz Vizan*), oder sie sind als mächtige Linsen den Kalken eingelagert (*Alp Ciss und Taspin*, ferner am Westabhang des *Averser Weissberges* [Blatt XIX]). Die Grenze zwischen körnigem Kalk und krystalliner Felsart ist makroskopisch immer ganz scharf. Das krystalline Gestein ist in seiner typischen Ausbildung, wie es z. B. bei den Silbergruben von *Taspin* auftritt, grobkörnig und deutlich gequetscht. Es enthält knollenförmig auftretenden, milchig getrühten Quarz, rundliche Feldspathkörner, die häufig Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind, ferner grüne, fettglänzende Sericitflatschen und schuppige Aggregate eines graugelben, seideglänzenden Glimmers.

Zwischen gekreuzten Nicols erweisen sich die Quarzpartien als Aggregate von zackig begrenzten, optisch verschieden orientirten, rissigen Körnern. Die einzelnen Körner sind stark getrüht und reich an Flüssigkeitseinschlüssen, welche oft reihenweise sich anordnen. Sie enthalten Zirkonkryställchen und Muscovitschüppchen. Durchweg sind undulöse Auslöschung und verschwommene Streifensysteme zu beobachten.

Der Feldspath ist niemals regelmässig begrenzt. Kleinere Körner zeigen Zwillingstreifung. Er ist durch Zersetzungsproducte getrüht, welche oft in so grosser Menge sich entwickeln, dass die ganze Feldspathmasse bis auf wenige Reste in Sericitfasern und Quarzkörner umgesetzt ist. Neben dem sericitischen, aus Feldspath entstandenen Glimmer treten Blättchen eines eigenthümlichen, hellgelben bis farblosen Glimmers auf, die vollständig von opaken, namentlich auf den Spaltungsdurchgängen sich anhäufenden Körnern, erfüllt sind. Die Lamellen des Glimmers sind stets stark verbogen. Einzelne Schnitte zeigen deutlichen Pleochroismus wie Biotit. Losgelöste Blättchen erwiesen sich als beinahe einaxig. Sie sind zum Theil ganz erfüllt von einem Gitterwerk nadelförmiger Rutil-Mikrolithe. Beim Eindampfen des Glimmers

mit Kieselflussssäure bildeten sich vorzugsweise Magnesiumsalze. Es scheint ein stark zersetzter, zum Theil in Muscovit umgewandelter Magnesiaglimmer vorzuliegen. Nicht selten enthält dieser Glimmer als Einschlüsse Apatit in ziemlich grossen, gewöhnlich von vielen unregelmässigen Rissen durchzogenen Individuen. Grössere Zirkonsäulchen finden sich recht häufig in Quarz und Sericit eingebettet. An Carbonaten ist das Gestein ziemlich reich, namentlich umziehen solche in schmalen Bändern die einzelnen Quarzkörner.

Die makroskopisch scharfe Grenze zwischen Kalk und krystallinem Gestein erscheint im Dünnschliff etwas verwischt, indem Trümmer beider sich mit einander mischen.

A. Heim bezeichnet das beschriebene Gestein mit einem besondern Namen und nennt es Taspinit. Nach mikroskopischem Befunde lässt sich schwer entscheiden, ob ein krystallines Trümmergestein oder ein stark gepresster Granit, eventuell Gneiss vorliegt.

B. Der Rofnaporphyr.

Aehnlich wie das Adulamassiv springt auch das *Surettamassiv* mit seinem nördlichen Ende in das Gebiet der Bündnerschiefer vor und wird von letzteren im Grossen und Ganzen concordant überlagert. Im Gebiet von Bl. XIV ist das Gestein des *Surettamassivs* der südlich von *Andeer* weit verbreitete, sogenannte Rofnagneiss (vgl. Taf. II, Prof. 9 und 13), unter welchem dann weiter südlich im *Aversthale* zwischen *Canicül* und *Valle di Lei* Gneisse hervortauchen, welche den Adulagneissen äquivalent sind und die gleichen eklogitartigen Amphibolite enthalten.

Der sogen. Rofnagneiss, welcher als ein schiefriger Porphyr erkannt wurde, ist überall deutlich in Schichten abgetheilt, deren Mächtigkeit je nach der Natur des Gesteines wechselt. In den tiefern Theilen des Complexes (z. B. in der *Rofnaschlucht*) stehen die Bänke meist steil, in der Höhe legen sie sich flacher (Westseite: *Cazun-Burgias*, Ostseite: *Bagnusch-Albin*). In Beziehung auf Mineralbestand ist der Rofnagneiss durch seine ganze Masse hindurch höchst einförmig. Er besteht aus Quarz, Orthoklas und graulichgrünem, feinschuppigem Kaliglimmer. Die mannigfachen Structurformen könnte man nach ihrem äussern Habitus mit Körnelgneissen, Felsitschiefern (Rofnaporphyr, *Studer*), Glimmerschiefern und Augengneissen vergleichen.

Bei mikroskopischer Untersuchung treten in all' den verschiedenen Varietäten eine Reihe von Eigenthümlichkeiten hervor, sowohl die einzelnen Mineralien als auch die Structur im Allgemeinen betreffend. Die Structur ist immer eine ausgeprägt porphyrische. Als Einsprenglinge treten auf Quarz und Orthoklas, die feinkörnige Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspath und Glimmer. Sowohl die Einsprenglinge als auch die Grundmasse zeigen alle Erscheinungen, welche für in Folge von Druckwirkung umgebildete Granit- und Quarzporphyre besonders bezeichnend sind ¹⁾. Die meist

¹⁾ Vgl. Cit. 135. — Ferner: K. Futterer: Die „Ganggranite“ von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer Wald (Mitth. d. Bad. geol. Landesanstalt, Bd. II).

zertrümmerten, seltener gestreckten Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Die Begrenzung der weniger deformirten Körner ist oft derart, dass man Krystalle erkennt, deren Kanten durch magmatische Resorption gerundet worden sind. Die Feldspath-einsprenglinge sind durchweg Orthoklas; meist in einzelne Stücke zerbrochen, lassen die Individuen alle Uebergänge von undulöser Auslöschung zu mehr oder weniger deutlich ausgeprägter Mikroklinstructur erkennen. Sehr selten sind Ueberreste eines dunkeln Glimmer aufzufinden. Der immer reichlich vorhandene grüne Glimmer scheint secundären Ursprunges zu sein, mit zunehmender Deformation des Gesteines häuft er sich. Er tritt ausschliesslich als Gemengtheil der Grundmasse auf, und zwar bald in Form dichter, gewundener Bänder (Sericit), bald als einzelne kleine Blättchen, die theils zerstreut sind, theils an gewissen Stellen sich ansammeln. Solche Blättchen zeigen die optischen Eigenschaften eines grünlichen, schwach pleochroitischen Muscovites und sind mit dem in gewissen Protoginen auftretenden Kaliglimmer zu vergleichen. Meist zackig begrenzte Quarz- und Orthoklaskörner bilden neben Muscovit die Bestandtheile der Grundmasse. An accessorischen Gemengtheilen ist der Rofnagneiss sehr arm, kanten-gerundete Apatitkrystalle beobachtet man gelegentlich.

Unter dem von mir gesammelten Material lassen sich, wie oben erwähnt, nach ihrem äussern Habitus etwa vier Varietäten aussondern, welche allerdings ganz allmählig in einander übergehen. Die makroskopisch «Körnelgneissen» ähnlich sehenden Gesteine zeigen Parallelstructur, werden aber nicht schiefrig. Quarz und Feldspath treten in Form rundlicher oder ellipsoidischer, reihenweis angeordneter Körner auf. Zwischen denselben hindurch winden sich schmutzig grüne Sericitfasern. Unter dem Mikroskop tritt die Porphystructur deutlich hervor. Die Grundmasse ist feinkörnig, der Glimmer häuft sich innerhalb derselben zu sericitischen Flecken an, von denen aus einzelne Muscovitblättchen sich in die übrige Grundmasse hineinziehen.

Mit der beschriebenen Varietät sind durch mannigfache Uebergänge die felsitischen einerseits und die Glimmerschiefer ähnlichen Varietäten anderseits verbunden.

Die Felsitschiefer sind von graulichgrüner Farbe, die Einsprenglinge werden im Durchschnitt nicht über 2 mm. lang. Unter dem Mikroskop zeigt die äusserst feinkörnige Grundmasse sehr schön jene als Druckwirkung zu deutende gewunden-flaserige Structur, welche einige Aehnlichkeit mit primärer Fluidalstructur besitzt. Auf schmalen Klüften ebenso wie an den beiden in der Druckrichtung gelegenen Seiten der Einsprenglinge sammelt sich neugebildeter, körniger Quarz an. Die langgestreckten Sericitfasern winden sich um die Einsprenglinge, in deren Nähe sie häufig etwas grobblättriger werden (vgl. Photographie Nr. 14). Der Feldspath der Grundmasse ist fast vollständig durch Sericit verdrängt.

Die mit Glimmerschiefern zu vergleichenden Abarten entwickeln sich aus den Körnelgneissen dadurch, dass die Einsprenglinge kleiner werden und an Stelle der Sericitfasern schuppiger Glimmer in ebenflächigen, parallelen Lagen immer mehr überhand nimmt. Innerhalb der Glimmerlagen treten nun an einzelnen Stellen grosse Quarzkörner und Feldspathkrystalle auf, die bis 2 cm. lang und 1 cm. breit werden. Je zahlreicher diese Einsprenglinge sich einstellen, um so mehr wird die Structur

des Gesteines eine gewunden-flaserige, wie sie für Augengneisse charakteristisch ist. Neben dem schuppigen, grünen Glimmer treten hier graugrüne, glänzende Sericitputzen auf. Die Feldspathkrystalle sind von Rissen durchzogen und die grossen, glasigen Quarzkörner werden von zuckerkörnigem Quarz umsäumt. — Im Dünnschliff sieht man, wie die Orthoklaskrystalle meist nach der Richtung der basalen Spaltbarkeit auseinander gerissen sind, auf den Klüften siedelte sich feinkörniger Quarz und Calcit an (vgl. Photographie Nr. 15). Oft ist die Feldspathsubstanz durch Sericit ersetzt. Die Grundmasse besteht fast ausschliesslich aus Muscovit, Epidot und Quarz.

In Betreff des Nebeneinandervorkommens der verschiedenen Varietäten ist zu bemerken, dass häufig schichtweise Wechsellagerung derselben zu beobachten ist. Im Grossen und Ganzen kann betont werden, dass die körnigen, sericitischen Varietäten in der Tiefe des Massivs auftreten, während die Augengneisse ein höheres Niveau einnehmen.

Der Rofnaporphyr ist bereits von *Rolle*¹⁾ untersucht und als Verrucano-Aequivalent, d. h. als eine krystalline Grauwacke, gedeutet worden. Aus vorliegenden Untersuchungen ergibt sich, dass derselbe, makroskopisch eine grosse Aehnlichkeit mit Sericitgneissen in ihren verschiedensten Abänderungen zeigend, ein porphyrartiges Gestein ist. Jedenfalls ist der «Rofnagneiss» ein dynamometamorphes Gebilde. Es lässt sich mit Bestimmtheit nachweisen, dass die ursprüngliche Felsart ein Eruptivgestein und zwar ein Mikrogranit oder Granitporphyr war. Der Rofnaporphyr ist jedenfalls das jüngste der altkrystallinen Gesteine unseres Gebietes.

¹⁾ Cit. 85, p. 17, vgl. ferner Carta geologica d'Italia 1 : 1,000,000, Roma 1889, wo der Rofnagneiss mit pc (Perm oder Carbon) bezeichnet ist.



Erklärung zu Tafel VIII.

(Mikrophotographien.)

- Fig. 1. Hornblendegabbro. — *Alp Puntaiglas*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 16.
- Fig. 2. Feldspathauge mit gestautem Glimmer. — Adulagneiss. — Kamm zwischen *Scharboden* und *Frunthorn*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 32.
- Fig. 3. Mechanische Deformation von Granat. — Granatmuscovitschiefer. — Zwischen *Schwarzberg* und *Dachberg*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 35.
- Fig. 4. Granatskelete in Strahlstein. — Eklogitartiger Amphibolit. — *Zapport*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 37.
- Fig. 5. Zoisit mit organischer Substanz imprägnirt. — Zoisitphyllit. — *Scopi*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 45.
- Fig. 6. Granateinsprenglinge von Grundmassegemengtheilen in parallelen Zügen durchsetzt. — Granathornfels. — *Piora*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 47.
- Fig. 7. Körniger Granat, anastomosirende Bänder bildend. — Granathornfels. — *Val Canaria*.
Vgr. 32 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 48.
- Fig. 8. Grüner Glimmer, durchsetzt von parallelen, aus ihrer Richtung abgelenkten Magnetit-schnüren. — Glimmerschiefer. — *Piora*.
Vgr. 24 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 50.
- Fig. 9. Skelete von Strahlstein. — Strahlsteinquarzit. — *Ganna nera*.
Vgr. 54 \times . Nic. ||. — Vgl. p. 54.
- Fig. 10. Gefalteter Diallag. — Schieferiger Gabbro. — *Sponda Sursess (Piz Curver)*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 11. Diallag in einzelnen Lamellen durch Chlorit ersetzt. — Gabbro. — *Barugls (Piz Curver)*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 12. Reste von primärem Augit. — Schieferiger Diabas. — *Sponda Sursess (Piz Curver)*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 57.
- Fig. 13. Reste von ophitischer Structur. — Grüner Schiefer. — *Brennhof bei Nufenen*.
Vgr. 110 \times . Nic. +. — Vgl. p. 63.
- Fig. 14. Quarzeinsprenglinge, umsäumt von Sericitfasern, mit neugebildetem, körnigem Quarz an beiden Enden. — Rofnaporphyr. — *Rofnaschlucht*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 75.
- Fig. 15. Zerbrochener Orthoklaskrystall. — Rofnaporphyr. — *Averthal*.
Vgr. 54 \times . Nic. +. — Vgl. p. 76.



GEOLOGISCHE PROFILE der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein (2 Tafeln)

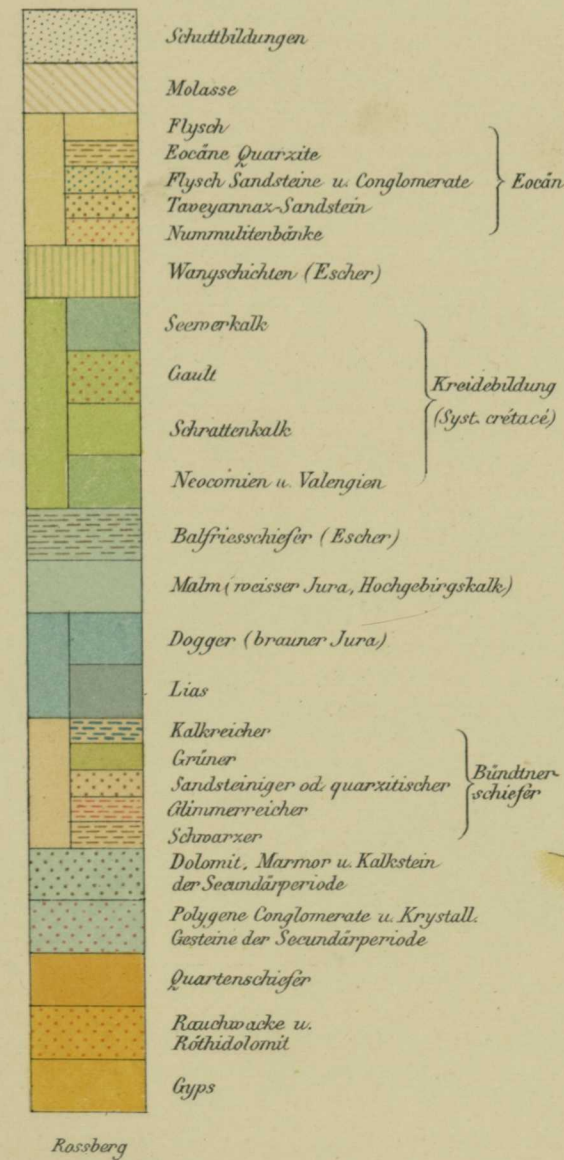
zu Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1:100,000
in den Jahren 1871 bis 1885 aufgenommen
von

Dr. ALBERT HEIM

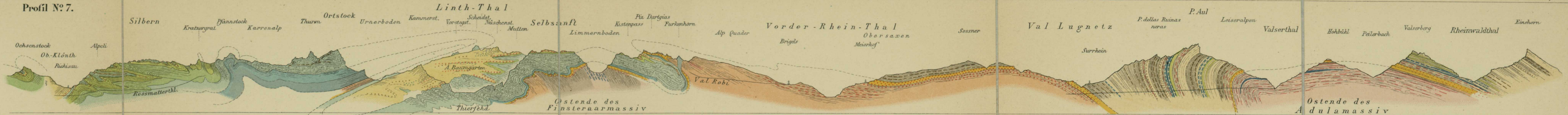
Professor der Geologie am eidgenössischen Polytechnikum
und der Universität in Zürich.

Maßstab für Höhen und Längen 1:100,000.

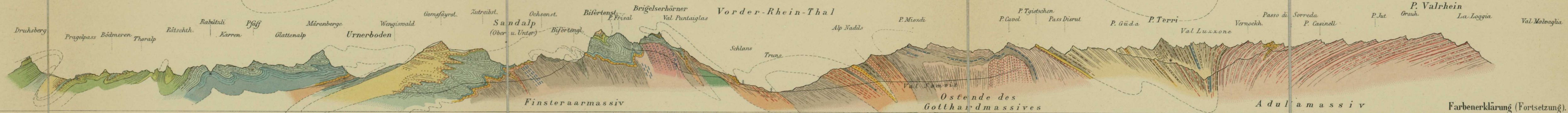
Farbenerklärung für beide Profiltafeln.



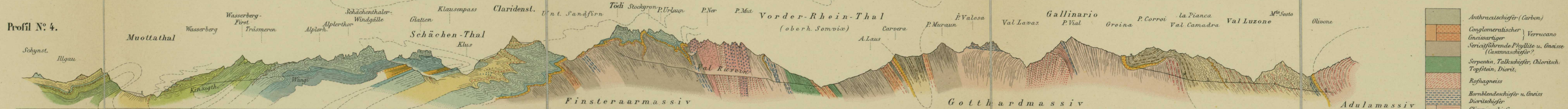
Profil N° 7.



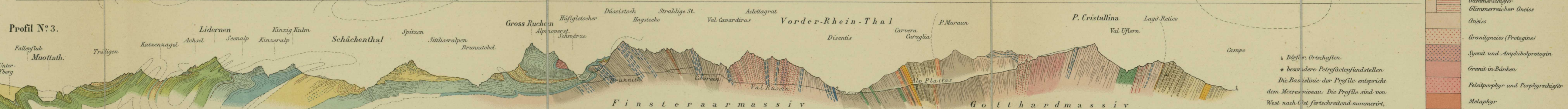
Profil N° 5.



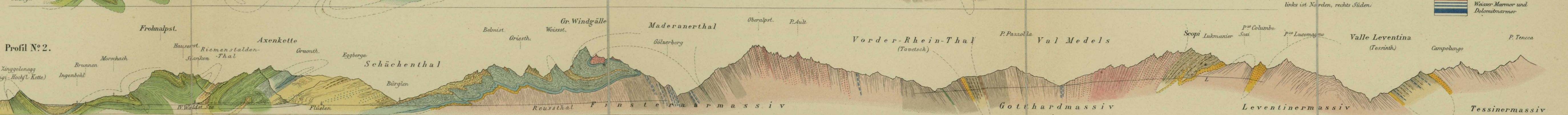
Profil N° 4.



Profil N° 3.



Profil N° 2.



Farbenerklärung (Fortsetzung).



• Dörfer, Ortschaften
* besondere Petrefactenfundstellen
Die Baseline der Profile entspricht dem Meeresniveau. Die Profile sind von West nach Ost fortschreitend nummerirt, links ist Norden, rechts Süden.

Maßstab für Höhen und Längen 1:100,000.

Profil N° 15.

Farbenerklärung auf Taf. I.
Die Profile sind von West nach Ost fortschreitend
nummerirt. Norden ist stets links, Süden rechts.

Ober Toggenburg

Kammegg

Mals

Vermie

Graue Hörner

Drf. Weisstannen

P. Sol

Drachenberg

Gelberberg

Ladilsalp

Taminathal

Calanda

Vättis

Oberberg

Rhein-Thal

Chur

Profil N° 12.

P. Grisch
(Laaxerstöckli)

Sagnes Thal

Alp Nagens

Crest la

Pligusa

Laaxerbach

Flims (Waldhäuser)

Vorder-Rhein-Thal

Crap St. Gion

Terrasse von

Tjorna-Turisch

Uail-

grond

Uail-

biaffa

Vord. Rhein

Carrera

Segnina-Gebirge

la Cauma

P. Rein

P. Fess

Günarhorn

P. Sanina

Profil N° 11.

Sernfthal

Zwölflhorn

Alp Nagens

Profil 14.

Churfürsten

Walensee

Gropplang

Brod

Madamsgrat

Schilzbachthal

Schnürgrat

Weisstannerthal

Muttenthalergrat

Calfeuserthal

Ringelspitz

Tschep

Bargis

Vorder-Rhein-Thal

Trins

Tamins

Reichenau

Feldis

Motta

Scheideralp

Faulenberg

Stützerhorn

Profil N° 10.

Sernfthal

Wichlenalp

Kalkhorn

Rinkenkopf

P. Mar

A. Ranasca

Ada Sott

Panix

Sohle des Schmuorbachth.

Vorder-Rhein-Thal

Obersaxen

P. Mundaun

Profil N° 13.

Speer

Mattstock

Anden

Leistkamm

Walensee

Mürtschenstock

Alp Meer

Saxner

Leist

Malabizakopf

Gulmen

Magereu

Spitzmeilen

Schönbühl

Weisgandstock

Faulenst.

Härten

Ruche

Raminersfukel

Foostöckli

Foepass

Sardona

Scheibe

P. Segnes Trinsers

Flimserstein

Foppa

Vorder-Rhein-Thal

Umgegend von

Flims

Vorder-Rhein

Vorsam

Scalgrat

Safienthal

Tenna

Heinzenberg

Ausläufer des Pix Beverin

Via mala

Nasch

Alp Taspin

P. Curvor

Alp Naza

P. Barlera

Thalboden von Schams

Anders

Rofha

Avgerthal

Ausser Fervera

Profil N° 1.

Otterabalm

Grossganz

Armbig

Reuss Thal

Bristenalp

Wichel

P. Lauf

Crispalt

Tavetsch

Culm de Val

Tschamutt

Vorder-Rhein

Sohle d. Feltthal

Reuss

Profil N° 9.

Sernfth.

Lochseite

Schwanden

Sislongrat

Gandst.

Karrenst.

Katzmatt

Kärpfstock

Ober-Sernf-Thal

Erbsalp

Wichlenalp

Vorab

Sagenser Fuca

Alp Ruschein

Vorder-Rhein-Thal

Ruschein

Nanz

Lavis

San Carlo

Bad Palden

Val Lugnetz

Pala da Jyon

Thälihorn

Safienthal

Gelhorn

Teurihorn

Steilerh.

Rheinwald Thal

Surettahörner

Spligen

Grauh.

Alp Taspin

P. Curvor

Alp Naza

P. Barlera

Profil N° 8.

Küpfenst.

Schönberg

Brünnelst.

Bohlfläsch

Kindlensp.

Rädertenst.

Langeneggth.

Kämmen

Ruoggis

Klönthal

Glärnisch

Linth-Thal

Oberblegi

Luchsingerbach

Drf. Diasbach

Sohle d. Durnachth.

Bützistöckli

Saasberg

Kalkst.

Bahnenst.

Mättlenst.

Hausstock

Fluax

Crap Surscheins

Panixeralp

Andosteralpen

Vorder-Rhein-Thal

Andost

Waltensburg

Largera

Obersaxen

Mundaungrat

Val Lugnetz

Villa

Duvon

Glennen

Profil N° 6.

Val Lugnetz

Tyern Vanascha

Vanascha

Scharboden

Valserthal

Kernella

Adulamassiv

Panellhorn

Kirchalphorn

Rheinwaldthal

Bernardin



Fig. 1. Ostwand der Silber, gezeichnet d. 3. IX. 1883 von der Hinter-Schlatt Alp am Glärnisch.

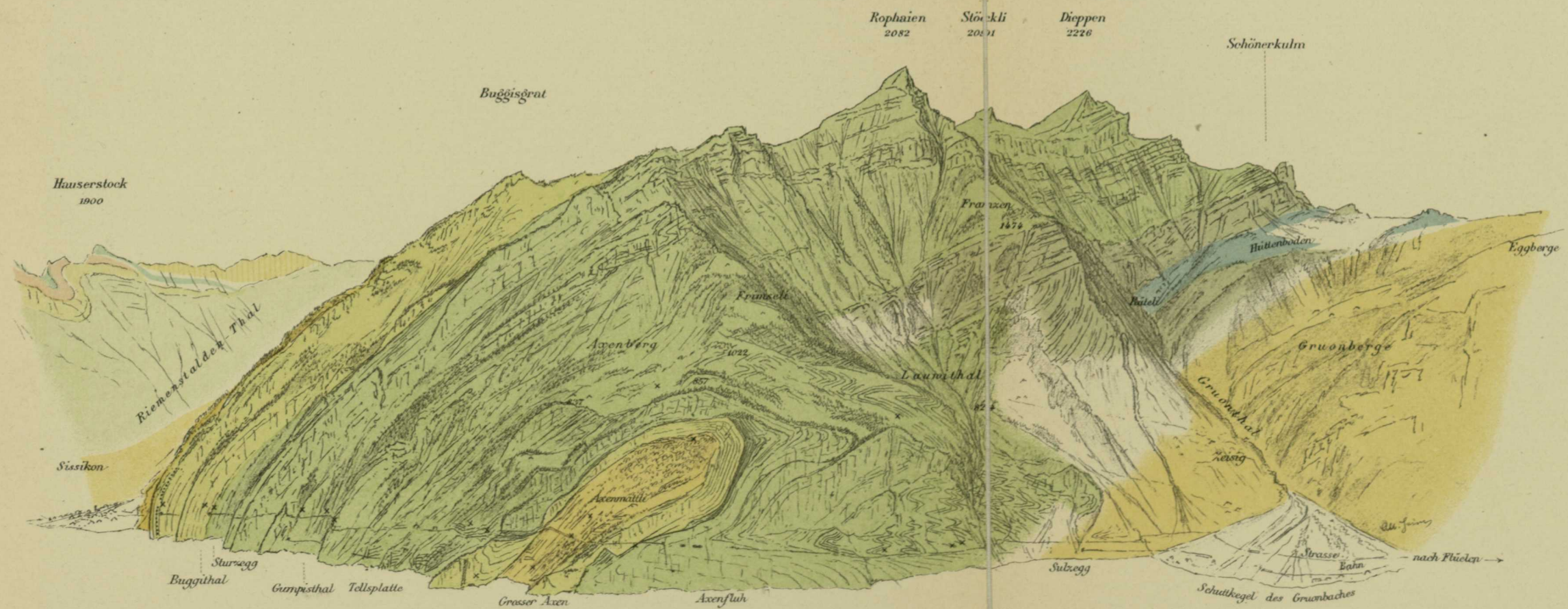
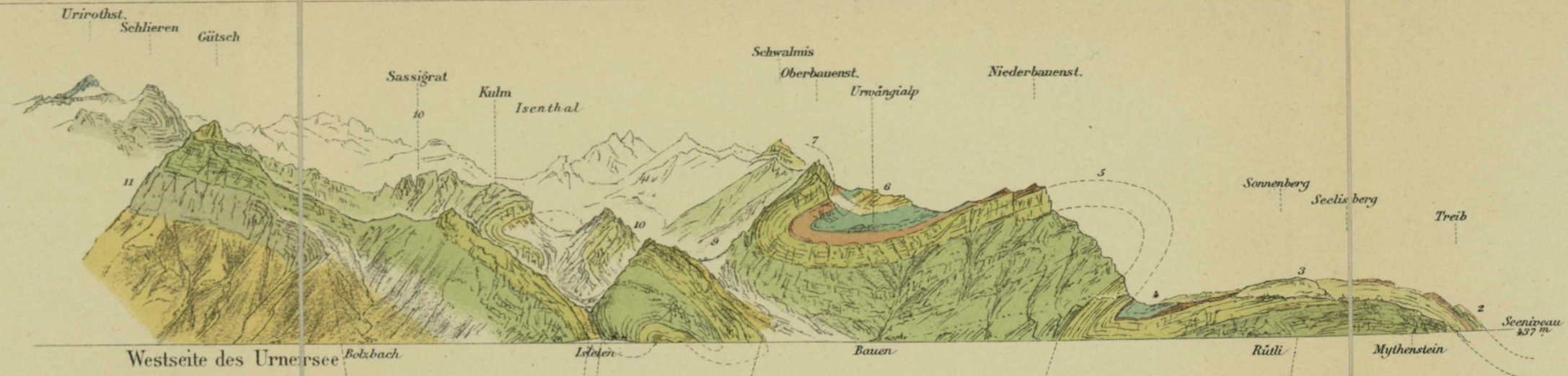


Fig. 2. Axenberg, gezeichnet ca. 1 St. oberhalb Isleten, IX. 1882.
x gute Fundorte für Petrefacten.



Westseite des Urnersee



Ostseite des Urnersee

Maßstab 1:50000.

Fig. 3. Ansichten der beidseitigen Gelänge des Urnersee.
(Die in die Figur gesetzten Ziffern I bis II entsprechen dem Text Abschnitt II A.)

Die Seesichtkarte nach den Materialien des eidgen. Topogr. Bureau (Aufnahme v. Ing. H. H. H. H.)

Farbenerklärung zu Tafel III.

Hochgebirgs- und
Schichtkalk
Löss
Löss

Obere Gipssteinschicht
(Schichtkalk)
Untere Gipssteinschicht
Nöcken
Valangien

Steinkalk
Gault

gute Petrefactenfunde
Bedeutung mit Schutz
Schnee, Wasser
Kiesen (Fisch und Mammalien)
Kiesgruben

Ergänzungen
zur Geologie der
Glarner-Doppelfalte.

(Hauptprofile auf Taf. I u. 2.)

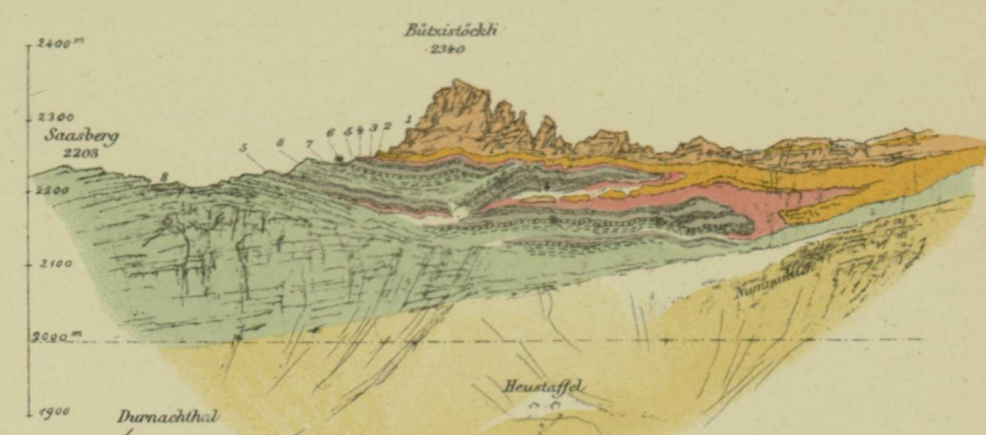


Fig. 1. Südabhang des Bützistöckli.

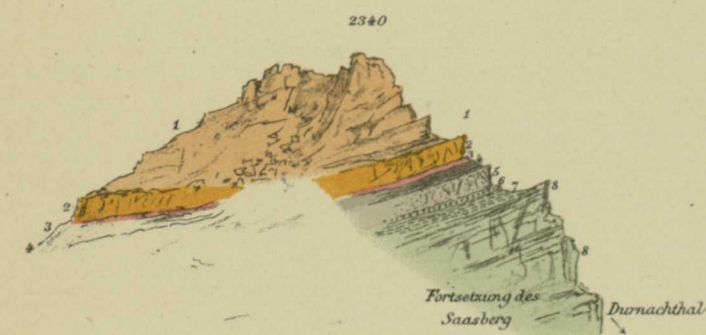


Fig. 2. Bützistöckli, Westseite.

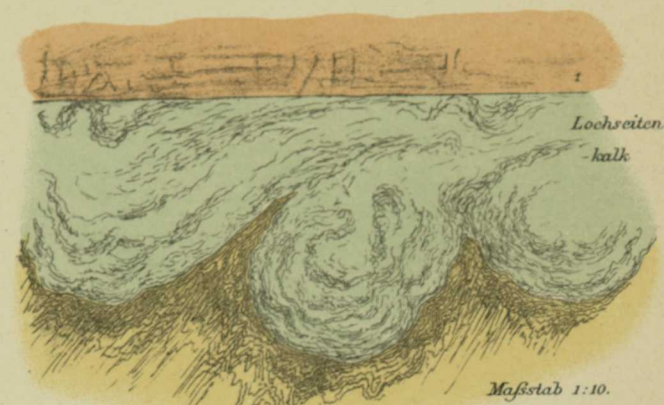


Fig. 5. Detail aus dem verkehrten Mittelschenkel
am Ruchen-Foostock.

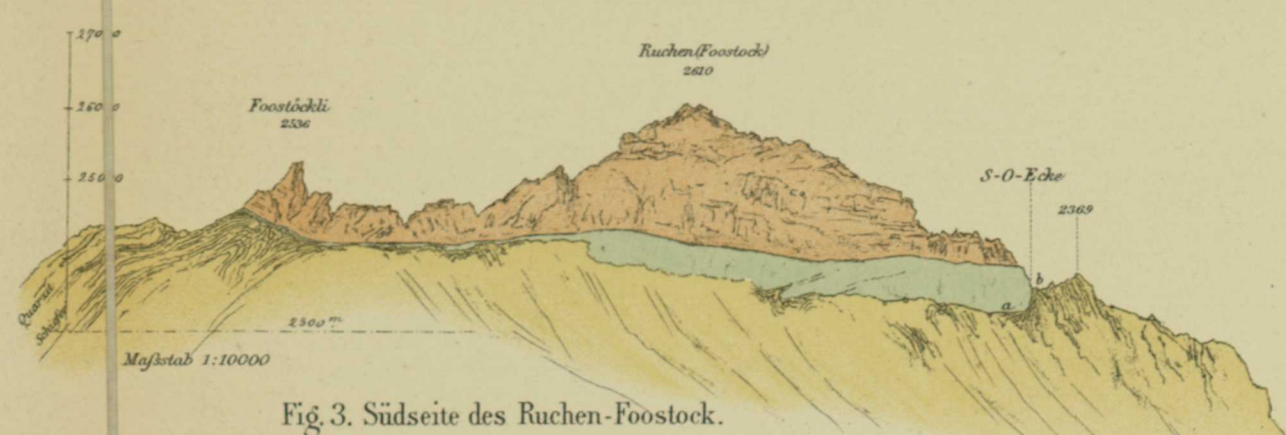


Fig. 3. Südseite des Ruchen-Foostock.



Fig. 6. Detail aus dem verkehrten Mittelschenkel
am Ruchen-Foostock.

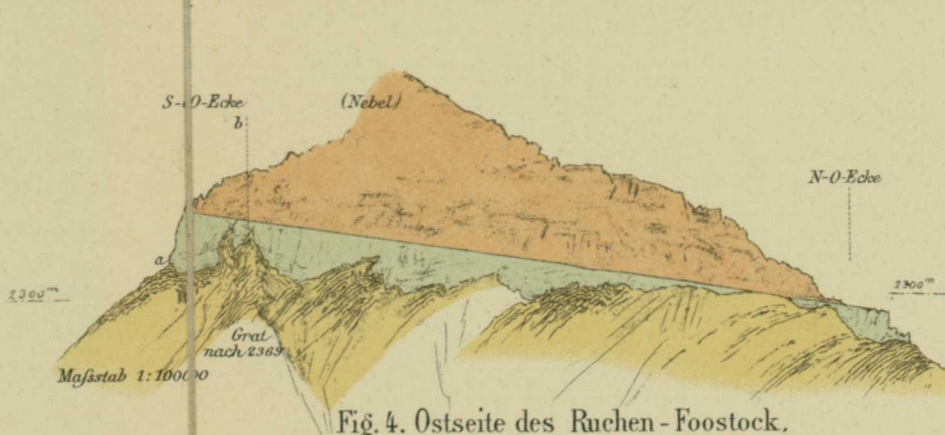


Fig. 4. Ostseite des Ruchen-Foostock.
gezeichnet von der Ecke 2369.

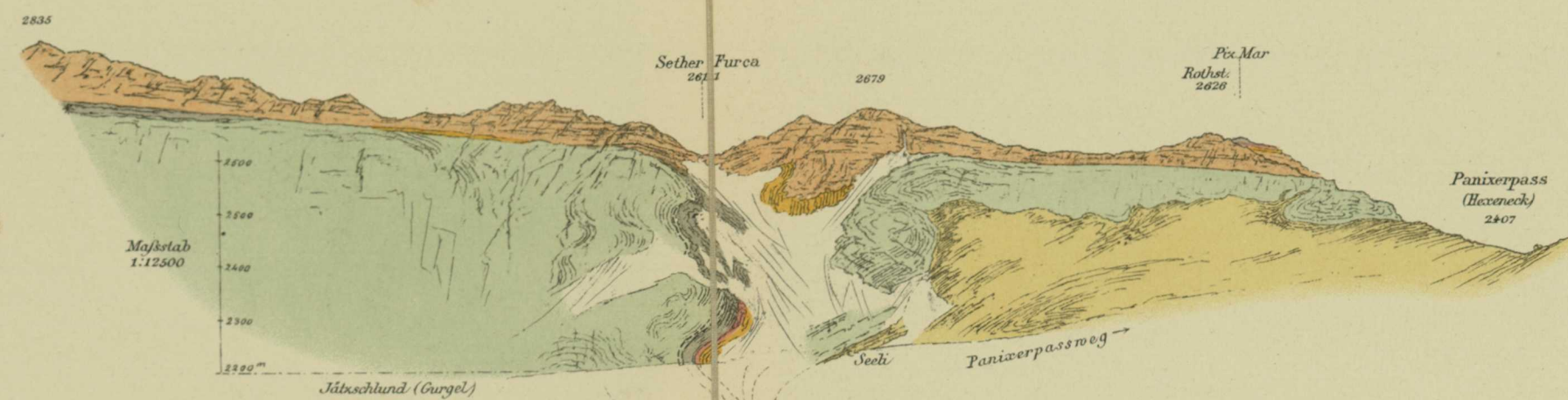


Fig. 9. Ansicht vom Abhang des Rinkenkopfs am Panixerpass gegen Süden.

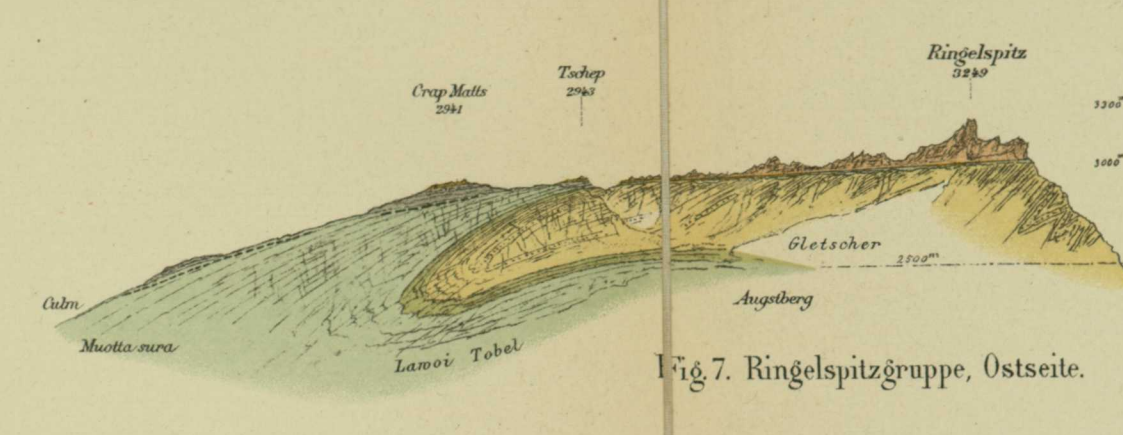


Fig. 7. Ringelspitzgruppe, Ostseite.

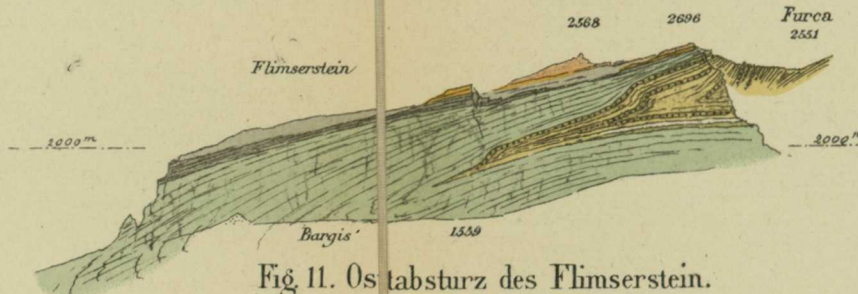


Fig. 11. Ostabsturz des Flimserstein.

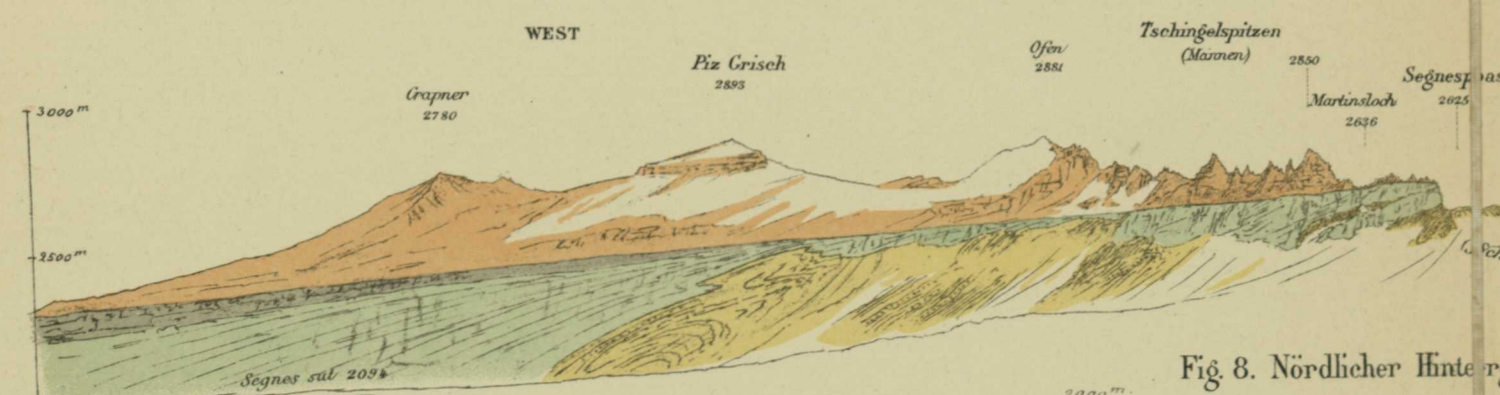
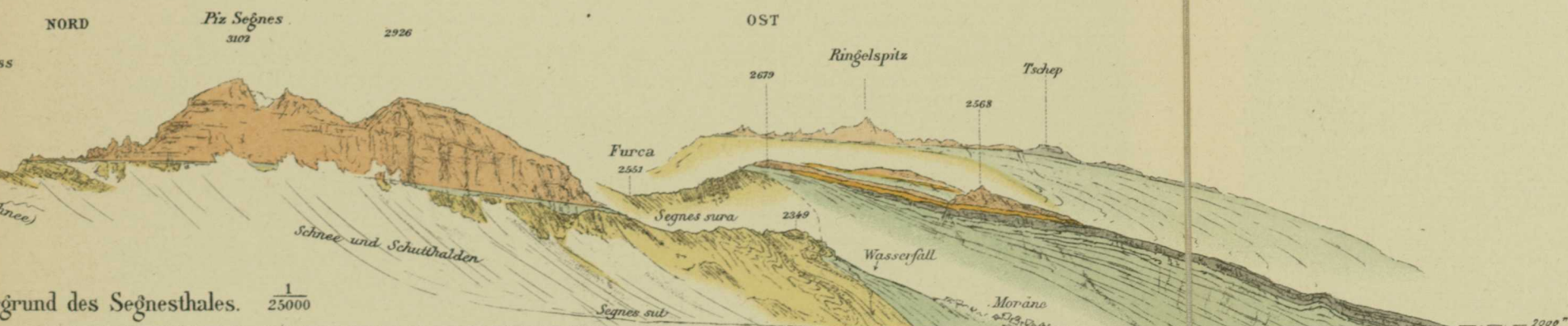


Fig. 8. Nördlicher Hintergrund des Segnesthales.



Westliche Thalseite von Segnes sut.

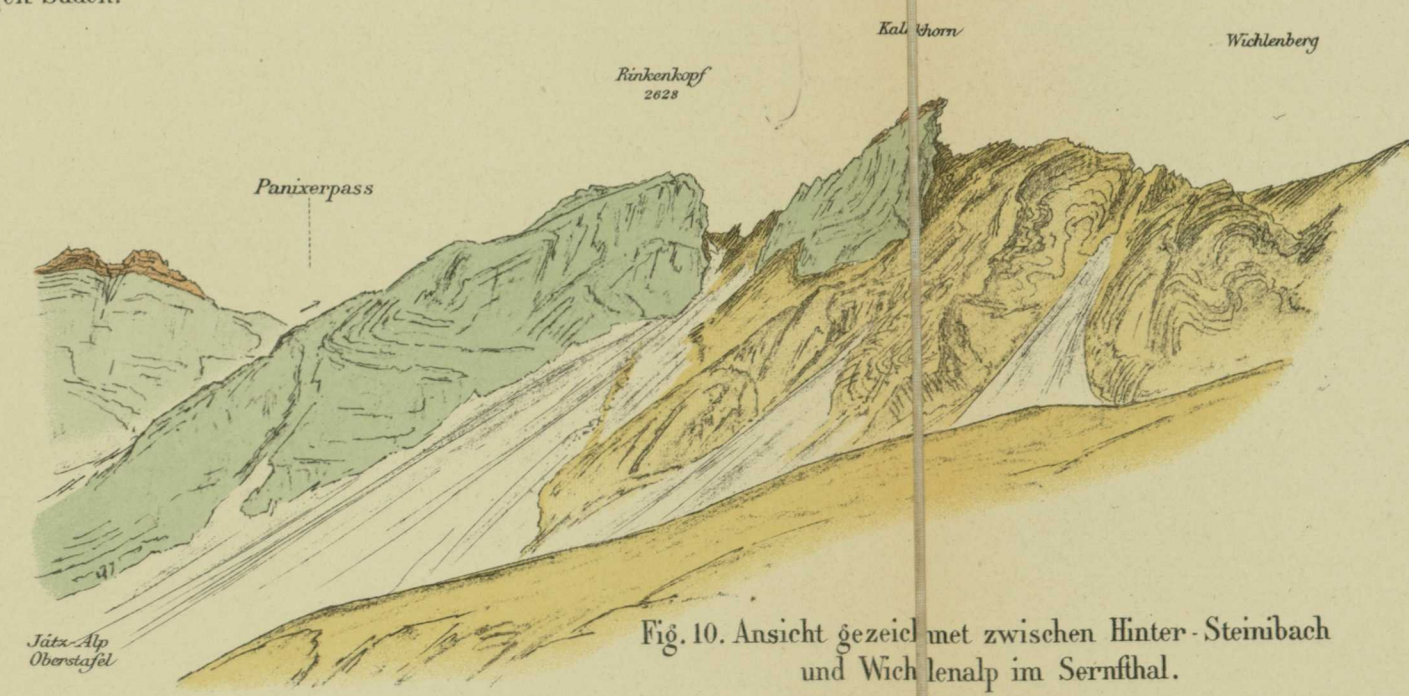
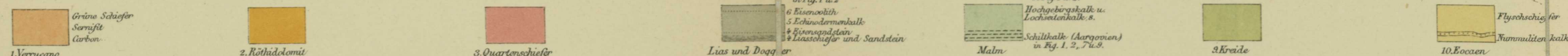


Fig. 10. Ansicht gezeichnet zwischen Hinter-Steimbach
und Wichlenalp im Sernthal.



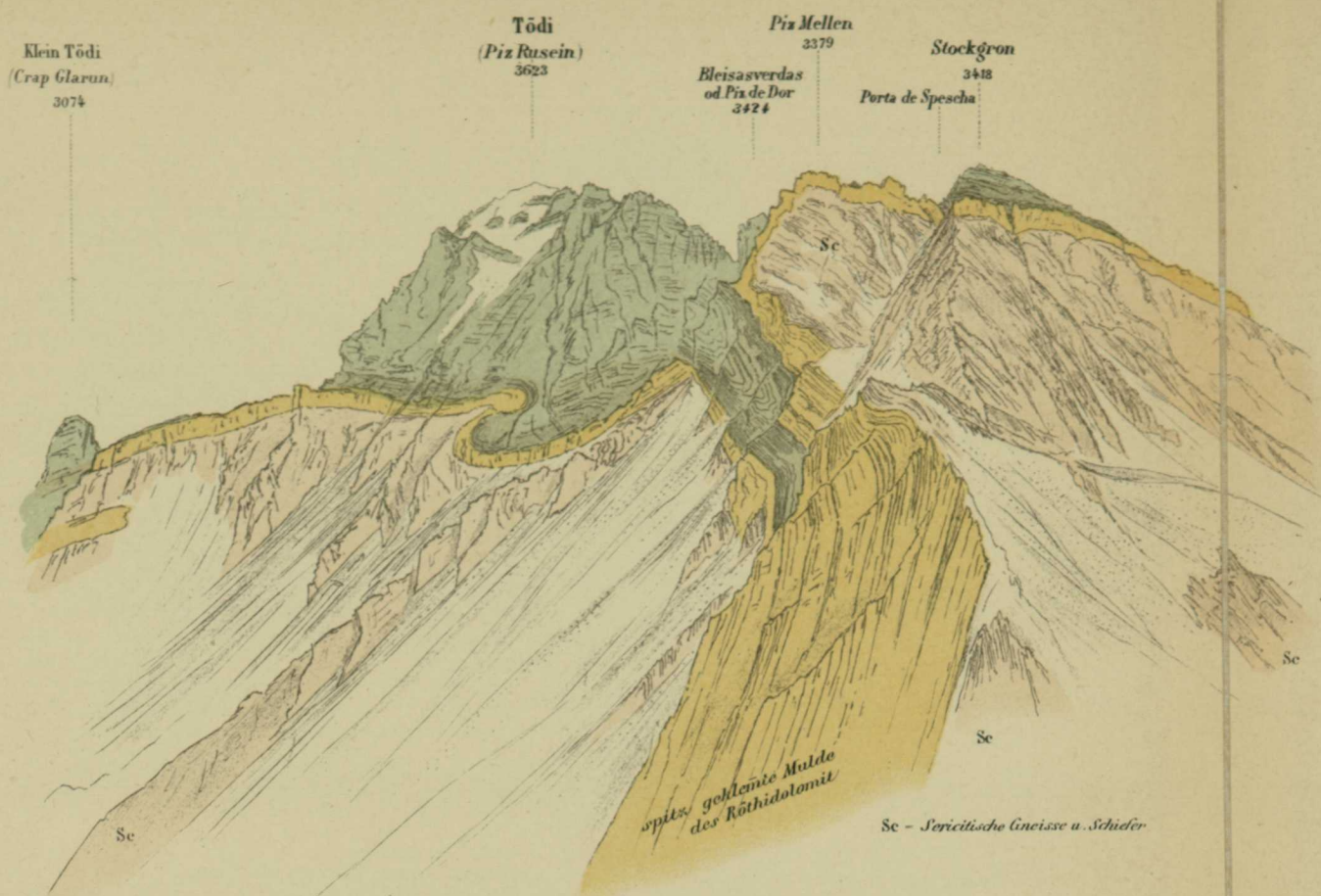


Fig. 1. Süd-West-Seite des Tödi, gezeichnet bei 2800m östlich ob der Alp Rusein.

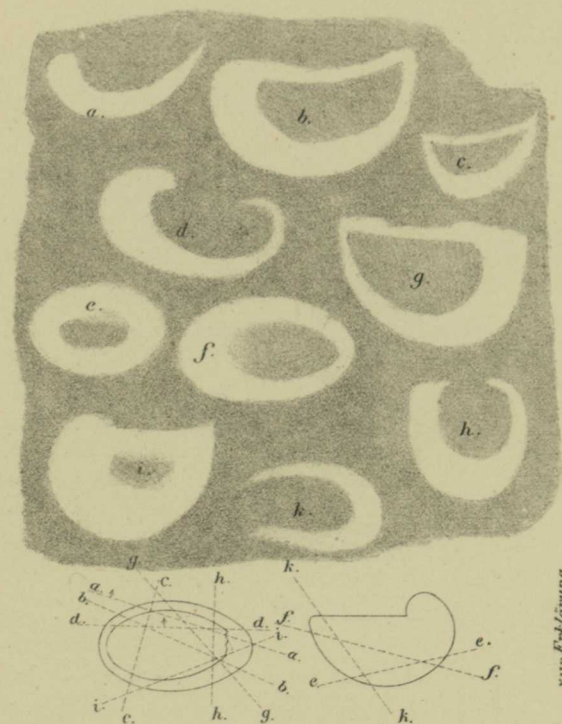


Fig. 3. Durchschnitte von *Gryphaea cymbium*? Aus dem Marmor des Bündnerschiefer unterhalb Alp Scharboden Val Lugnetz.



Fig. 5. Zervreilahorn (Adula-Gruppe) 2899m.

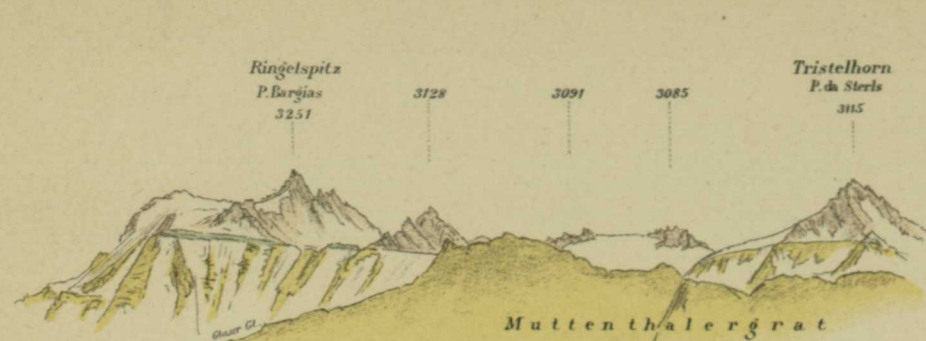


Fig. 2. Ringelspitz-Gruppe, von der S.O. Ecke des Foostock gesehen. (die Gipfel - Ferrucano).

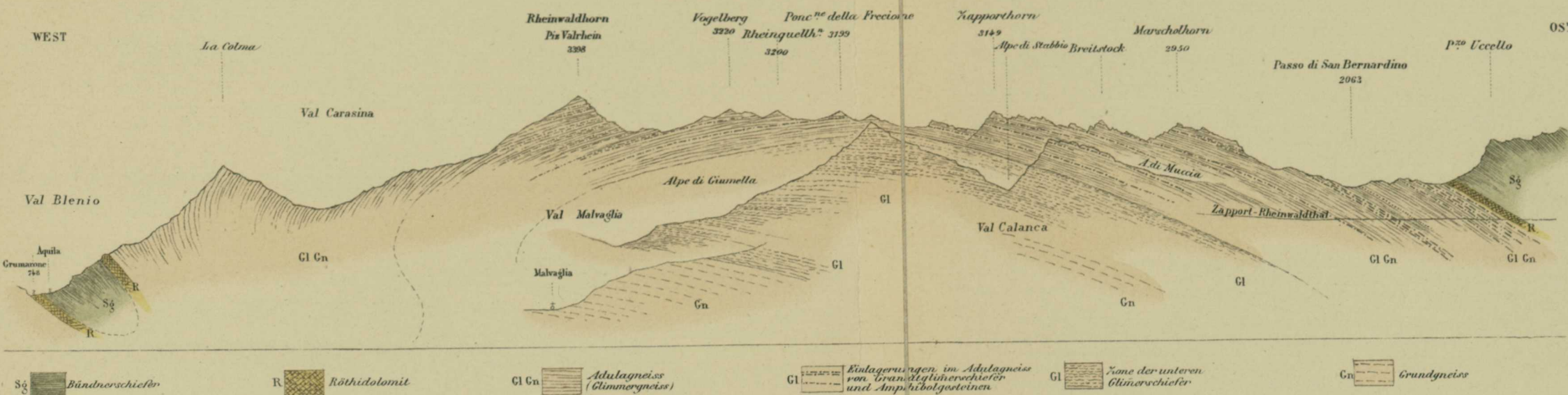


Fig. 4. West-Ost-Profil durch das Adula-Massiv, Maßstab 1:75000.

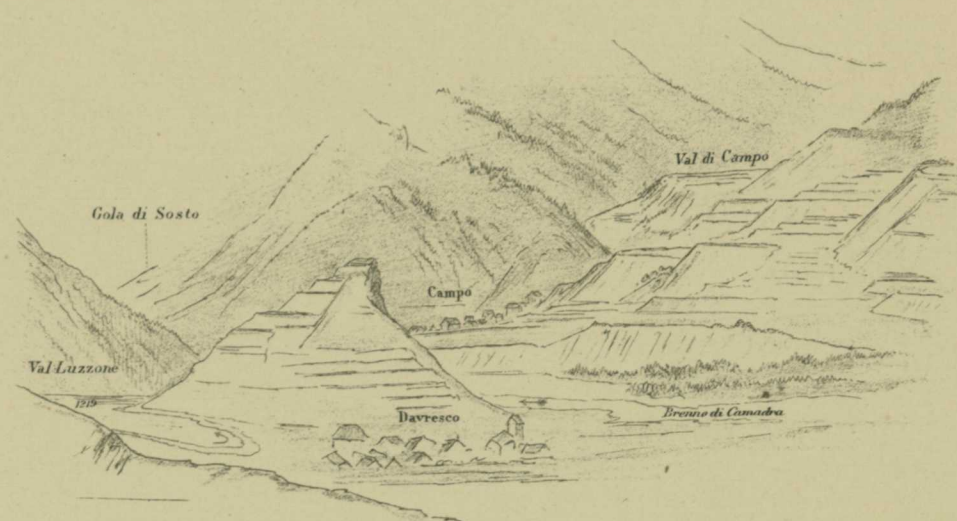


Fig. 7. Terrassenlandschaft im Val Camadra.



Fig. 8. *Cardinia* sp.? gefunden am S.W. Abhang des Scopi im Zoisit-Granat-Glimmerschiefer von Prof C. Schmidt.

Fig. 9. *Pentacrinus tuberculatus* Mutschenengia Val Medel.

Fig. 10. *Pentacrinus* sp.? Val Rondadura Lucmanier.

Fig. 1. Schichtfaltungen aus der Grenzzone von Röthidolomit und Quartenschiefer zwischen Piz Urlaun und Piz Ner, Südseite des Tödi.
(Die hellen Schichten sind dichter Röthidolomit, die dunkeln Massen violetter Thonschiefer.)

0,77 der natürlichen Gröfse.



0,77 der natürlichen Gröfse.

Fig. 2. „Lochseitenkalk“ von der Lochseite bei Schwanden (Ct. Glarus).

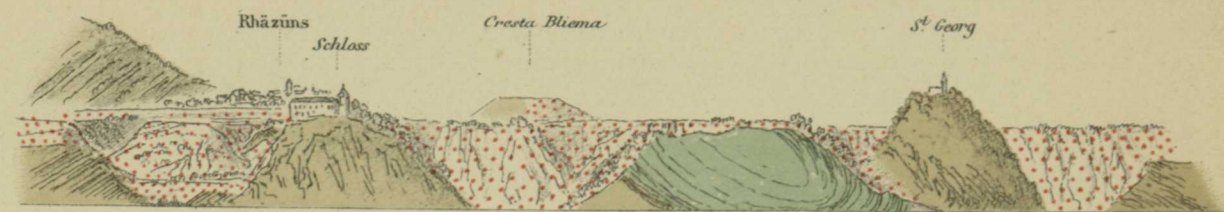


Fig. 2^b Ansicht gezeichnet von Nundraus.



Fig. 2^c Der Terrassenvorsprung unter Bonaduz

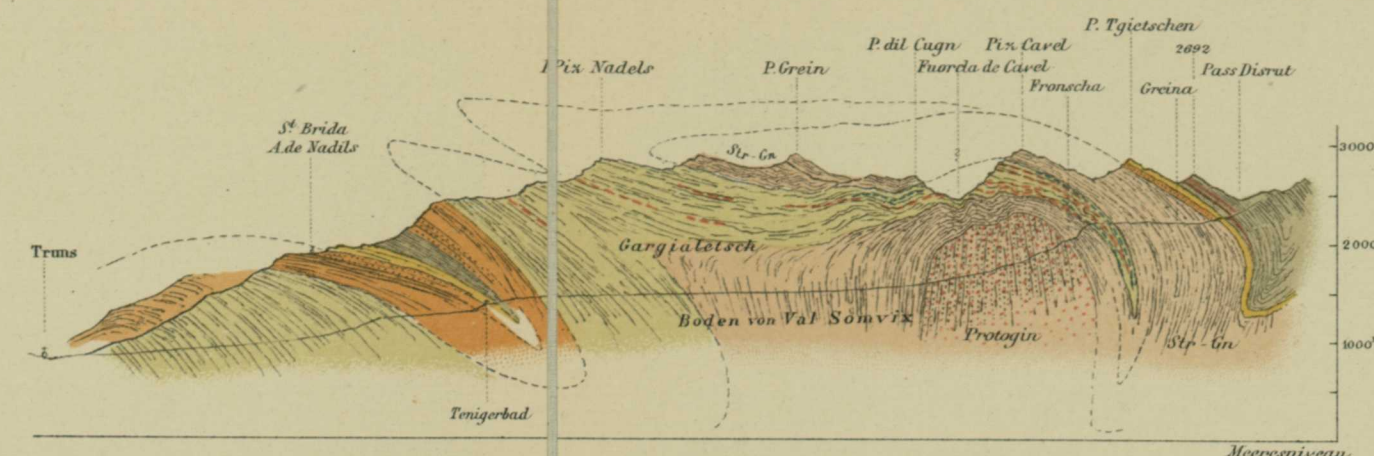


Fig. 3. Profil am Ostende des Gotthard-Massives. Ostseite v. Val Sonvix
hypothetisch ergänzte Faltung

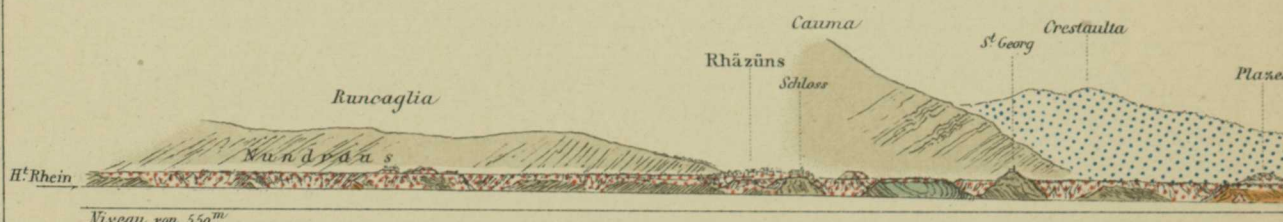


Fig. 2^a Ansicht der linksufrigen Terrasse am Hinterrhein.

Maafstab - 1 : 25 000.



Fig. 1. Kartenskizze der Terrassen am Hinterrhein im Gebiete von Rhäzüns, Bonaduz und Reichenau.

Maafstab ca. 25 000

Autographiert von Albert Heim.

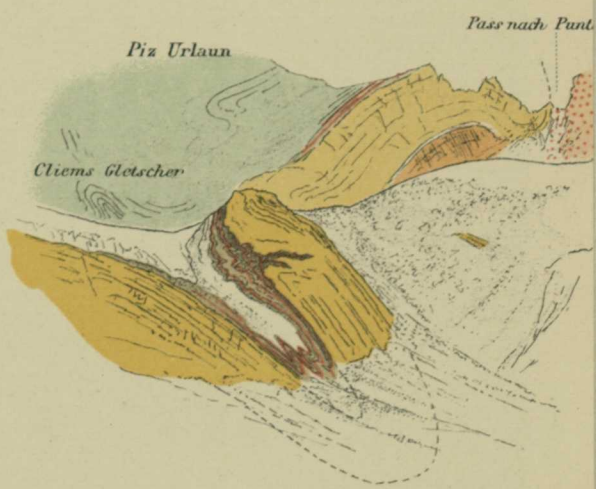


Fig. 5. Hintergrund vom Val Glems.
Quartarschiefer, gangförmig eingeknetet in Röttdolomit.

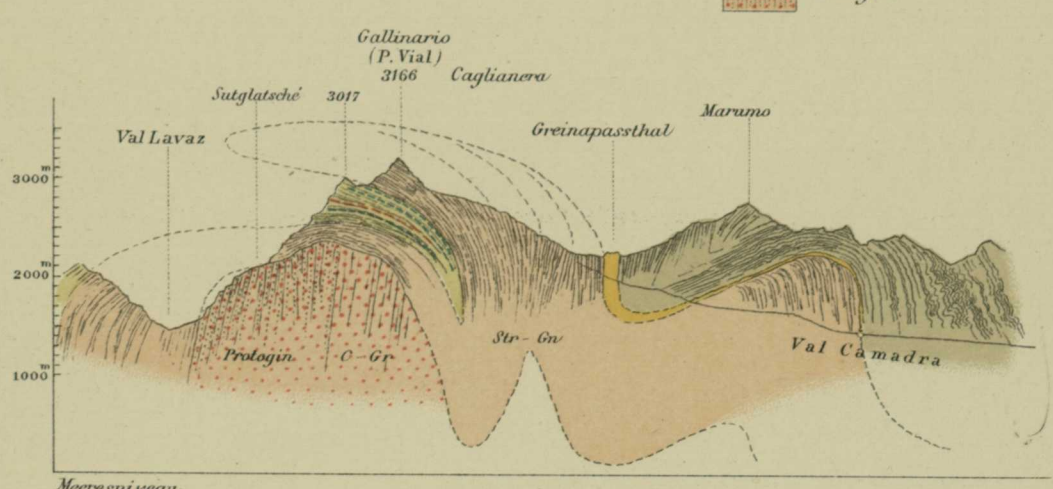


Fig. 4. Profil am Ostende des Gotthard-Massives.
hypothetischer Zusammenhang.

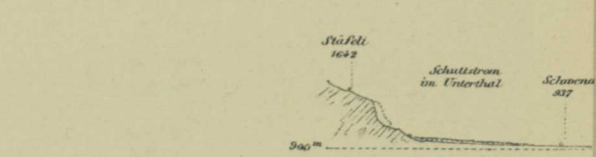


Fig. 8. Längsprofil durch den Bergsturz von Elm.
d. II. IX. 1881.
(im 1 : 100 000 zum Grössenvergleich mit Fig. 6.)



Fig. 7. Profil N-S. bei Carrera.

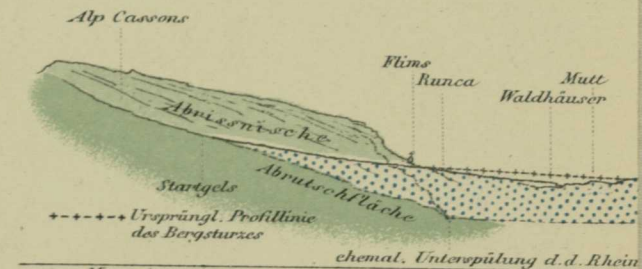


Fig. 6. Längsprofil durch den mittleren Stromstrich des Bergsturzes von Flims 1 : 100 000.

Farbendruck der Topogr. Anstalt Winterthur.



Fig. 1.

54 X.

N. +.



Fig. 2.

54 X.

N. +.



Fig. 3.

54 X.

N. //.

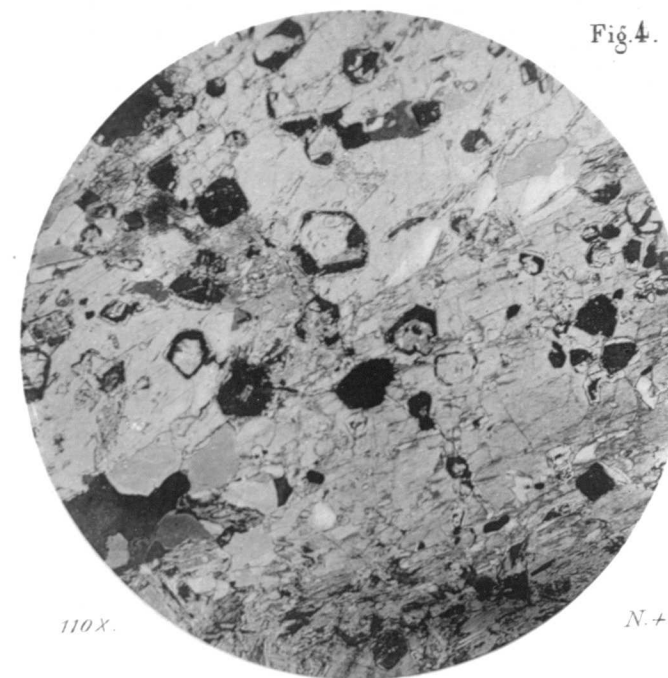


Fig. 4.

110 X.

N. +.

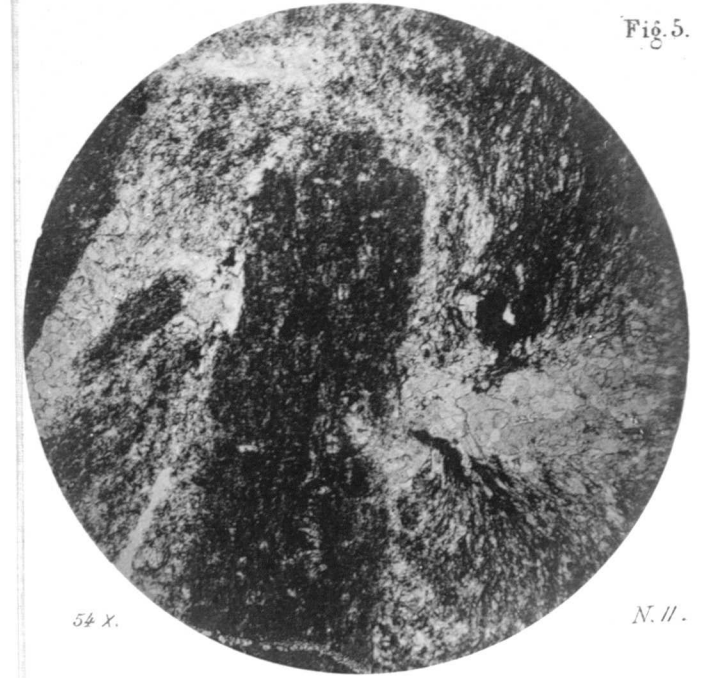


Fig. 5.

54 X.

N. //.

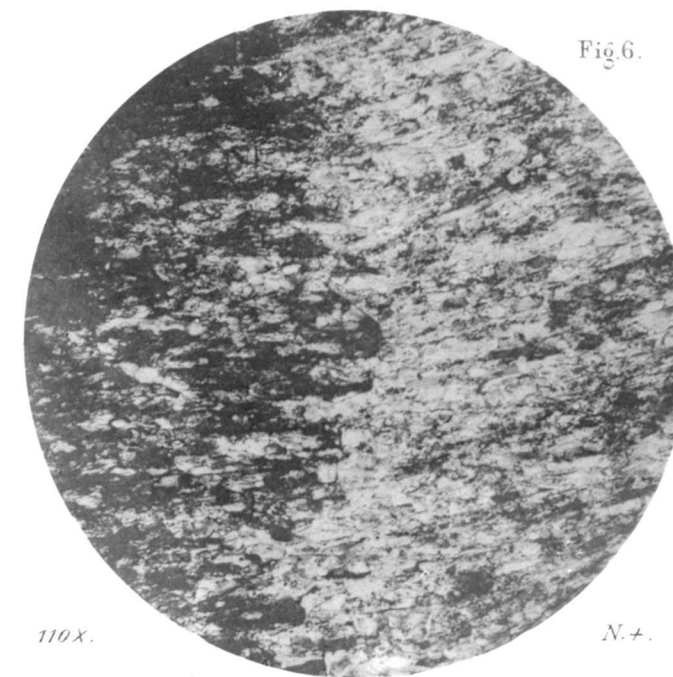


Fig. 6.

110 X.

N. +.

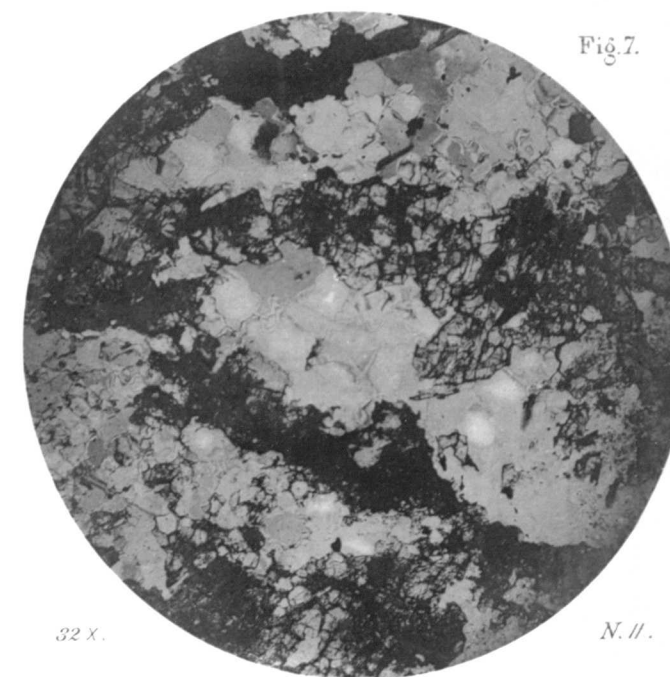


Fig. 7.

32 X.

N. //.

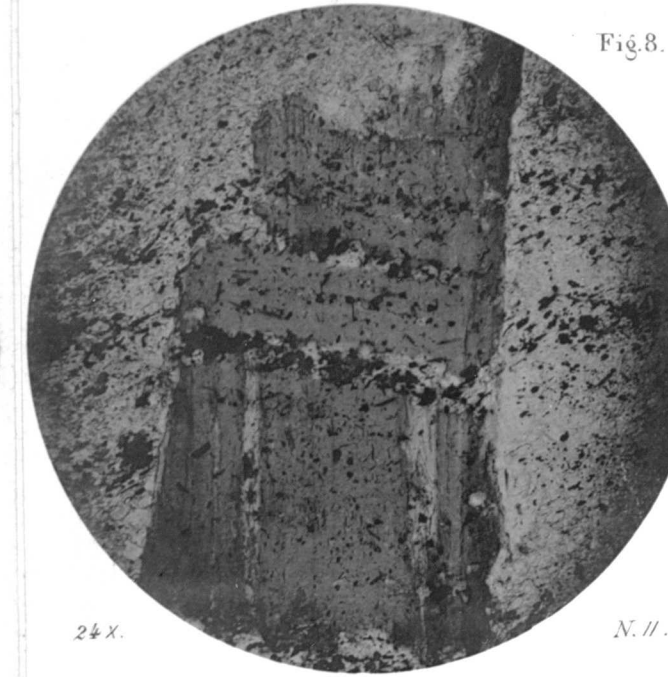


Fig. 8.

24 X.

N. //.

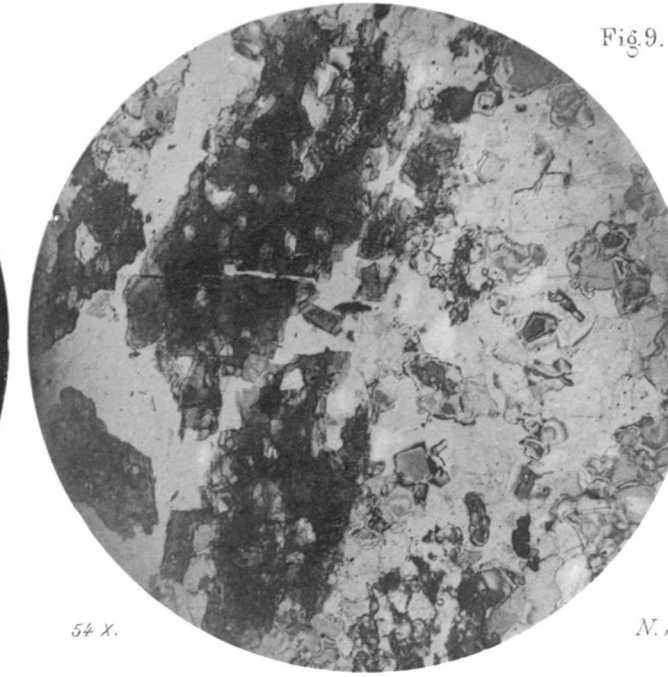


Fig. 9.

54 X.

N. //.

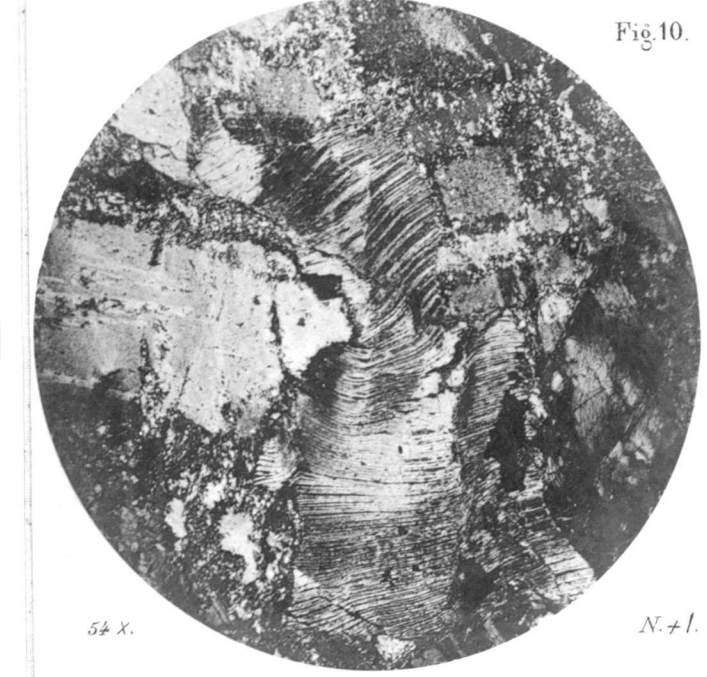


Fig. 10.

54 X.

N. + I.

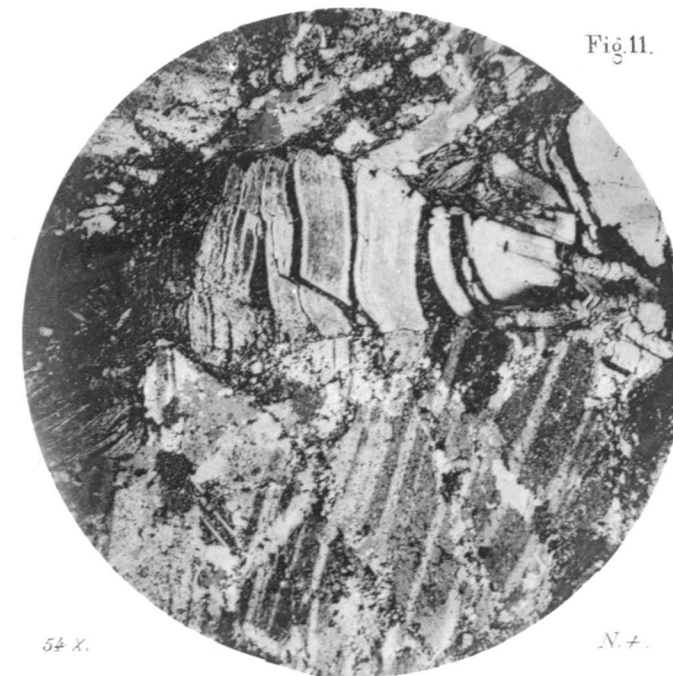


Fig. 11.

54 X.

N. +.

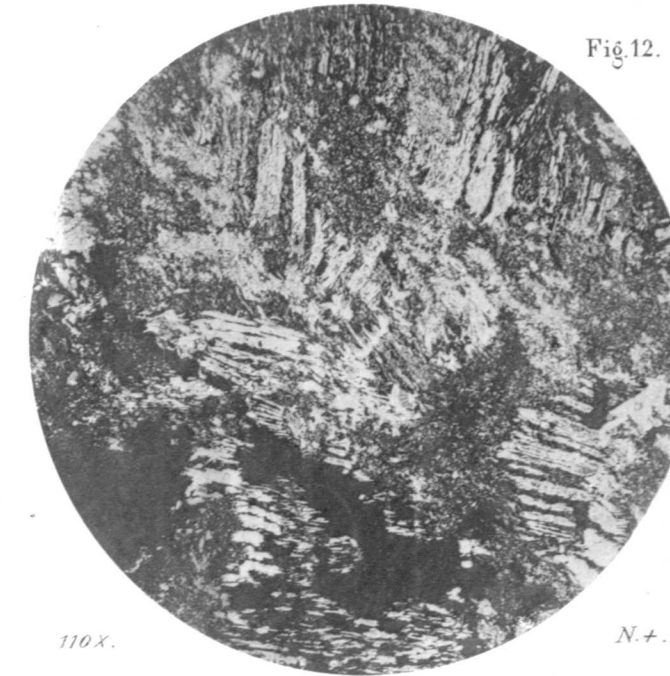


Fig. 12.

110 X.

N. +.

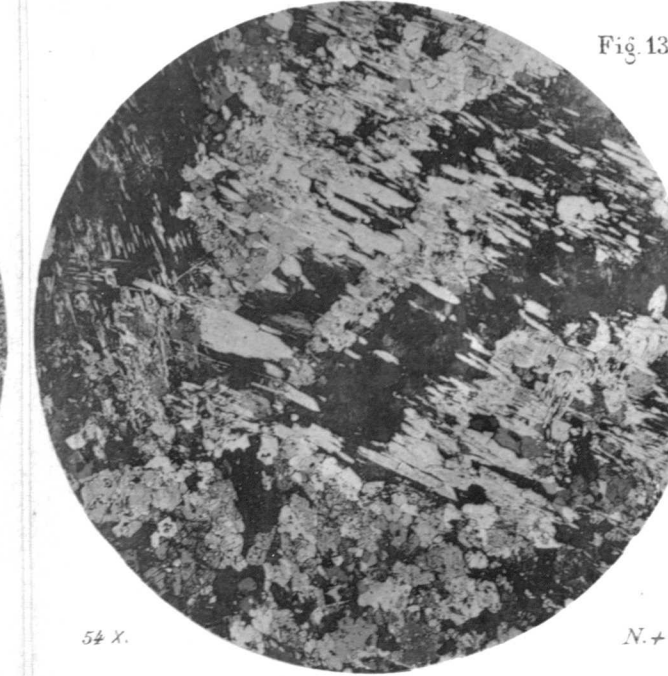


Fig. 13.

54 X.

N. +.

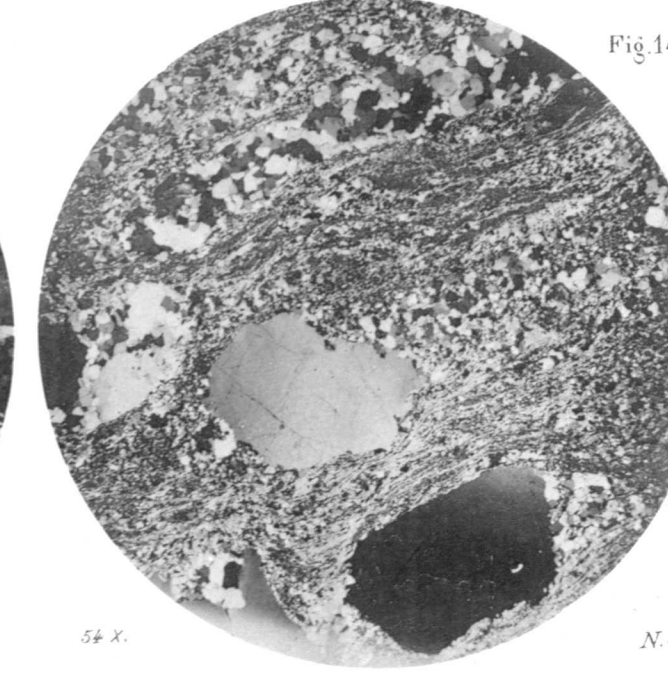


Fig. 14.

54 X.

N. +.

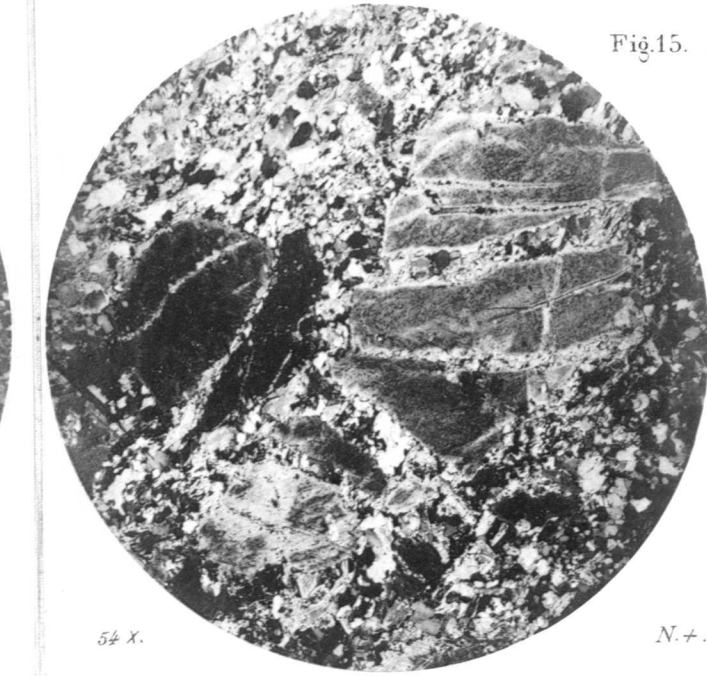


Fig. 15.

54 X.

N. +.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

von

Prof. Dr. C. Schmidt und Dr. H. Preiswerk.

Erster Teil.

Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).
1907.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Preis: Fr. 2.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

von

Prof. Dr. **C. Schmidt** und Dr. **H. Preiswerk**.

Erster Teil.

Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).
1907.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

NB 66/26,1

Vorwort der geologischen Kommission.

Im Auftrage der Schweizerischen geologischen Kommission hatte der Geologe Heinrich Gerlach die Aufnahmen für das Blatt XXIII der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 durchgeführt, so dass dasselbe 1870 erscheinen konnte. Als er mit einigen Ergänzungen für den Textband beschäftigt war, traf ihn am 6. September 1871 ein von einer Ziege ins Rollen gebrachter Stein, so dass er nach zwei Tagen starb. Der Text zu Blatt XXIII, d. i. Lieferung XXVI der „Beiträge“, fehlt daher bis heute.

Um diese Lücke auszufüllen, erhielt Herr Prof. Dr. C. Schmidt in Basel am 23. Mai 1891 von der Kommission den Auftrag, die Gerlachschen Aufnahmen zu ergänzen und namentlich den fehlenden Text zu schaffen. Anfänglich machte er die Aufnahmen allein, vom Sommer 1902 an wurde er von Herrn Dr. H. Preiswerk in Basel unterstützt. Als erste Frucht dieser Aufnahmen liegt heute als Spezialkarte Nr. 48 die *Karte des Simplongebietes* in 1 : 50,000, mit zwei Profiltafeln und einem Heft „Erläuterungen“, vor.

Da der abgeschlossene Textband zu dieser Karte erst in einigen Jahren gedruckt werden kann, so publizieren wir ihn in Abteilungen, und geben hier als I. Teil der XXVI. Lieferung die Arbeit des Herrn Dr. H. Preiswerk über *die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*. Die Kosten für die Clichés trägt in verdankenswerter Weise der Autor.

Für den Inhalt der Abhandlungen und für die Richtigkeit der sie begleitenden Karten und Profile sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Juli 1907.

Für die Schweizerische geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Erster Teil.

Die Grünschiefer

in

Jura und Trias des Simplongebietes

von

Dr. H. Preiswerk.



BERN

In Kommission bei A. FRANCKE (vorm. Schmid & Francke)

1907

Buchdruckerei Stämpfli & Cie. in Bern

Vorwort

zu

Lieferung XXVI der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz

von **C. Schmidt.**

Vor 16 Jahren erhielt ich von der Geologischen Kommission den Auftrag, den unter den geologischen Beiträgen fehlenden Textband, Lieferung XXVI zu Blatt XXIII (Domodossola-Arona), zu redigieren. Es sollte eine übersichtliche Darstellung der geologischen Verhältnisse in der Monte Rosa-Gruppe gegeben werden, begleitet von einer geologischen Übersichtskarte im Massstab 1 : 250,000. Ich habe heute noch die Empfindung, als ob ich mit der Übernahme dieses Auftrages eine Erbschaft angetreten hätte, die würdig zu verwalten keine leichte Aufgabe ist. *Heinrich Gerlach* war im Jahre 1850 aus Westfalen ins Val d'Anniviers gekommen, um den dortigen Bergbau zu leiten. Zwanzig Jahre hat er in den „Penninischen Alpen“ gewaltige Forscherarbeit getan. Auf dem Felde der Arbeit hat ihn ein plötzlicher Tod erreicht. Im Bericht der Schweizerischen geologischen Kommission vom Jahre 1871 heisst es: „Unser lieber Freund Gerlach verreiste Donnerstag den 7. September vom Gletsch-Hôtel aus über Längi nach Oberwald. Gegen Mittag war er in Längi, speiste mit seinem Träger Eli Peter, und teilte von dem Mitgenommenen auch einem Geissbuben und seinen Ziegen mit. Nachher stiegen sie in die Schlucht hinunter, und Gerlach arbeitete am Fusse einer Rutsche. Plötzlich fliegt ein handgrosser Stein (ein scharfkantiges, mehr als ein Pfund schweres Stück Glimmerschiefer) herab und trifft mitten auf den Hinterschädel des gebückten Gerlach, der sogleich zusammenstürzt und besinnungslos blieb bis an sein Ende.“

Im Jahre 1869 hat *Heinrich Gerlach* in den „Neuen Denkschriften“ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft eine Arbeit veröffentlicht: *Die Penninischen Alpen*, begleitet von einer Karte im Massstab 1 : 200,000 und drei Gesamtprofilen. Kurz vor seinem jähen Tode hatte er noch das Manuskript des Textes zu seiner Aufnahme von Blatt XXII (Martigny-Aosta) vollendet. Dasselbe ist als Lieferung IX der Beiträge erschienen (1871). Die Drucklegung seiner Aufnahmen auf den Blättern XVII, XVIII, XXII und XXIII der geologischen Karte 1 : 100,000 hat H. Gerlach nicht miterlebt, und aus diesem Um-

stande erklärt sich wohl manche Inkongruenz in der Farbengebung. Die geologischen Aufnahmen Gerlachs umfassen ein Gebiet der Hochalpen von über 10,000 Quadratkilometer Grundfläche. Zu Zeiten Gerlachs waren geologische Untersuchungen im Wallis mit viel grössern Schwierigkeiten verbunden als heute. Die erste Karte der Walliser Hochalpen im Massstab 1:50,000 ist im Jahre 1868 vom Schweizer Alpenklub herausgegeben worden. Bewunderungswürdig erscheint heute die Arbeit Gerlachs. Auf der von ihm im Jahre 1869 veröffentlichten Karte der Penninischen Alpen, vom Gotthard und Lago maggiore bis zum Mont Blanc, ist hinsichtlich der Gruppierung der Gesteinsarten fast durchweg die richtige Lösung gefunden; nur in wenigen Punkten können wir heute Besseres geben. Gegenüber den Anschauungen mancher Autoren, die nach Gerlach die stratigraphische Natur der Gesteine im Wallis anders zu deuten versucht haben, muss heute wieder die Richtigkeit seiner Auffassung erklärt werden. Mancherorts gewahren wir mit Bewunderung, wie scheinbar untergeordnete Details mit grösster Genauigkeit registriert sind.

Die Arbeit Gerlachs fortzuführen, wurde meine Aufgabe, und zwar kam in erster Linie die östliche Hälfte der Walliser Alpen, das auf Blatt XVIII und XXIII dargestellte Gebiet, in Betracht.

Die ersten Begehungen waren naturgemäss Orientierungstouren.

Für den im Jahre 1894 in der Schweiz stattfindenden internationalen Geologenkongress hatte ich die Alpenexkursion von Zug bis Como zu führen. Der östlichste Teil meines neuen Arbeitsgebietes wurde hier besucht. Ferner musste eine neue geologische Karte der Schweiz herausgegeben werden. Für dieselbe wurde der Massstab 1:500,000 (statt 1:250,000) gewählt. Ich hatte somit Gelegenheit, die bis 1894 erlangten Resultate zu verwerten. (Vgl. Geolog. Karte der Schweiz 1:500,000 von A. Heim und C. Schmidt, 1894. — Livret guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Lausanne, F. Payot, 1894. Exc. VIII et Exc. X. 13^{me} jour. Pl. 8. — Zur Geologie der Alta Brianza. Compte rendu, Congr. géol. intern. 1894, p. 503.)

Im Jahre 1896, als die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft in Zermatt tagte, habe ich über die Geologie der Umgebung von Zermatt und des Simplon vorgetragen. (Vgl. Eclog. geol. Helv., Vol. IV.)

Im Laufe der Jahre nun, je mehr ich Gelegenheit hatte, im einzelnen zu untersuchen, änderte sich der ursprüngliche Arbeitsplan. An Stelle von Übersichtsaufnahmen traten Spezialuntersuchungen, und zwar beschränkte ich mich immer mehr auf die Region des *Simplon*, und die Geologische Kommission billigte in zuvorkommender Weise meinen Plan, eine geologische Karte des Simplon-

gebietes im Massstab 1 : 50,000 bearbeiten zu lassen. Zu dieser neuen Aufgabe erhielt ich doppelterweise willkommene Hülfe.

Herr Dr. *H. Preiswerk* lenkte mit mir seine Schritte nach den Simplonbergen, um dort bald sich heimisch zu fühlen; er wurde mein getreuer Mitarbeiter, und die geologische Kommission betraute ihn mit der Aufgabe, gemeinsam mit mir zu arbeiten. Zwei Arbeiten hat Herr Preiswerk bereits über seine ersten Untersuchungen im Simplongebiet veröffentlicht, nämlich: „Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis“, Inaug.-Diss., Basel 1901, und „Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig“. (Verh. Nat. Ges. in Basel, Bd. 15, 1903.)

Ein grosser Teil des von H. Gerlach studierten Gebietes gehört zu Italien, ebenso sind auch die Blätter des eidgenössischen Atlases im Massstab 1 : 50,000 ergänzt in der italienischen Grenzregion. Unsere geologische Untersuchung durfte an den Grenzpfählen nicht Halt machen. Im Jahre 1898 wurde Herr *A. Stella* vom Ufficio geologico d'Italia abgesandt, um uns zu begleiten, und seither hatte er Gelegenheit, eingehende geologische Aufnahmen im Simplongebiet zu machen. Jahr für Jahr haben wir uns da und dort auf kurze Zeit in den Bergen getroffen und sowohl in Rom als auch in Basel unsere auf getrennten Wegen erlangten Resultate verglichen. In einer ganzen Anzahl von Veröffentlichungen hat A. Stella seit 1903 über seine Untersuchungen berichtet.

Gegen Ende 1905 konnten wir endlich der geologischen Kommission bestimmte Vorschläge machen bezüglich der Veröffentlichung unserer Untersuchungen im Simplongebiet. Die Grundlage derselben musste vor allem die geologische Karte im Massstab 1 : 50,000 bilden. Diese Karte ist begrenzt:

- im *Norden* durch: Rhonetal Visp-Münster, Nufenenpass, Oberes Bedrettetal;
- im *Westen* durch die Linie: Zwischenbergen, Stalden, Visp;
- im *Süden* durch die Linie: Zwischenbergen, Crevola;
- im *Osten* durch die Linie: Crevola, Campo, S. Carlo, Passo Noret.

Die topographische Grundlage ist hergestellt durch Überdruck aus dreizehn Blättern des eidgen. Atlases 1 : 50,000. Die Vollendung dieser Karte wäre bis heute noch nicht möglich gewesen ohne das Entgegenkommen des R. Ufficio geologico d'Italia. A. Stella hat uns alle seine Originalaufnahmen mitgeteilt, und dieselben haben auf unserer Karte ihre Verwendung gefunden.

Die Karte erscheint als *Spezialkarte Nr. 48*, veröffentlicht von der Schweiz. geolog. Kommission, und wird begleitet von einem Heft „Erläuterungen“, dem sechs weitere Tafeln beigegeben werden, enthaltend Profilserien, geologische Panoramen und eine Übersichtskarte der Alpen zwischen Gotthard und Mont Blanc im Massstab 1 : 350,000.

Einen Überblick über die Resultate unserer Untersuchungen im ganzen Wallis gebe ich gleichzeitig in einem Aufsatz: „Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen“, der in Bd. IX der *Eclog. geol. Helv.* erscheint, und weiterhin konnte ich unsere Studien am Simplon verwerten in einem an die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen abgegebenen Gutachten: „Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel“. (Bern, Buchdruckerei Böhler & Cie., 1907.)

Meine Tagebücher zeigen mir, dass ich seit 1894 volle zwölf Monate im Simplongebiet zugebracht habe, H. Preiswerk hat zehn Monate Arbeitstage verzeichnet, wohl noch mehr kommt A. Stella zu. Trotzdem ist das, was wir heute bieten können, noch durchaus nicht eine geologische Monographie des Simplongebietes, ein würdiger Abschluss der Arbeiten Gerlachs im östlichen Wallis. Die Lieferung XXVI der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz soll die geologische Beschreibung der *Lepontinischen Alpen* enthalten. Zur Vollendung dieser Arbeit sind auch nach Veröffentlichung der geologischen Karte noch manche Ergänzungstouren erforderlich, und vor allem ist die *petrographische Untersuchung der Gesteine* notwendig. Herr Dr. Preiswerk hat bis jetzt eine einzige Gesteinsgruppe, nämlich „Die Grünschiefer in Jura und Trias“, untersucht, und auf Wunsch der geologischen Kommission erscheint diese Arbeit als *Erster Teil der Lieferung XXVI* der „Beiträge“. Wie viele Gesteinsgruppen noch zu untersuchen sind, welch hohes Interesse für die allgemeine Geologie dieselben beanspruchen, ist aus den Hinweisen zu ersehen, die in den „Erläuterungen zur Karte des Simplongebietes“ enthalten sind.

Dem vorliegenden ersten Teil der „Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen“ stellen wir das „Literaturverzeichnis“ des ganzen Gebietes voraus. Den später erscheinenden Teilen der Lieferung XXVI werden jeweilen nur die notwendigen Nachträge beigegeben werden.

Basel, den 15. Juli 1907.

C. Schmidt.

Literaturverzeichnis
zur
Geologie der Lepontinischen Alpen
bis Juli 1907.

Zusammengestellt
von
C. Schmidt und H. Preiswerk.

1796. 1. *H.-B. De Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel, Imprimerie Louis Fauche-Borel. T. VI, p. 294—336; t. VIII, p. 18—30.
1832. 2. *Ch. Lardy*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard. — Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges., Bd. I, Abt. 2, p. 200—282.
1844. 3. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, n^o VII, p. 305—335.
1851. 4. *B. Studer*. Geologie der Schweiz. — Bd. I, p. 221—242.
1859. 5. *H. Gerlach*. Gutachten im Manuskript zu: „Projet de tunnel entre la Suisse et le Piémont par le Simplon“; mit einer Karte in 1 : 100,000 und 3 Profilen. Übersetzt von Venetz, 18. Nov. 1869. — (Zit. von H. Schardt, 1903.)
1865. 6. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000, Blatt XVIII Brig-Airolo, südlich der Rhone.
1866. 7. *Scheerer*. Über die chemische Konstitution der Plutonite. — Festschrift zum 100jähr. Jubil. d. kgl. sächs. Bergakademie z. Freiberg, p. 158—203.
1869. 8. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. — Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Ges., Bd. XXIII.
1873. 9. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XV mit Karte in 1 : 50,000.
1878. 10. *E. Renevier*. Structure géologique du massif du Simplon à propos du tunnel projeté. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., t. XV, p. 281—304.
1880. 11. Compte rendu. Soc. helv. sc. nat., 63^e session à Brigue, p. 30—38.
1882. 12. *T. Taramelli*. Osservazioni fatti nei monti circostanti al passo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., I, p. 183—188.

1883. 13. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (Abdruck aus Neue Denkschr. 1869) und Bericht über den Bergbau im Kanton Wallis. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 27.
- „ 14. *A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli, E. Renevier*. Etude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé traversant le massif du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., XIX, n° 89.
- „ 15. *E. Stockalper*. Les grands tunnels alpins et la chaleur souterraine. — Lausanne, Imprim. Lucien Vincent.
1885. 16. *T. Taramelli*. Note geologiche sul baccino idrografico del fiume Ticino. — Boll. Soc. geol. ital., IV, p. 239—336.
1887. 17. *G. Spezia*. Sulla origine del gesso micaceo e anfibolico di Val Cherasca nell'Ossola. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXIII.
1890. 18. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of geol. soc. London, p. 187 to 240.
1891. 19. *C. Diener*. Der Gebirgsbau der Westalpen. Abschnitt III. — Wien, F. Tempsky.
- „ 20. *A. Heim*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz., Liefg. XXV, p. 287 und p. 313—314.
- „ 21. *H. Schardt*. Série et épaisseur des terrains suivant l'axe du tunnel. Auszug aus einem geologischen Rapport in: J. Dumur, Traversée du Simplon. I. Rapport sur les études 1890—1891, etc. Annexe 2: p. 22—26. — Berne, Imprim. K. Stämpfli.
1892. 22. *S. Traverso*. Cenni preliminari sulla serie di rocce antiche in Val d'Ossola. — Atti d. Soc. Ligustica di sc. nat., vol. III.
- „ 23. *C. Alvazzi-Delfrate*. Guida all'acqua minerale di Veglia. — Torino, Libr. Rosenberg & Sellier.
1893. 24. *T. G. Bonney*. Note on the Nufenenstock (Lepontine Alps). — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 89—93.
- „ 25. — On some schistose „Greenstones“ and allied hornblendic schists from the Pennine Alps as illustrative of the effects of Pressure-Metamorphism. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 94—103.
- „ 26. — On a secondary development of Biotite and of Hornblende in crystalline schists from the Binnenthal. — Ibid., p. 104—113.
- „ 27. *E. Fellenberg* und *C. Schmidt*. Beschreibung desjenigen Teiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpette und der Rhone liegt. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. XXI, I. Teil.
- „ 28. *H. Schardt*. Gneiss d'Antigorio. — Arch. d. sc. phys. et nat., t. XXX, n° 12, Vergl. auch: Eclog. geol. Helv., t. IV, p. 115.
1894. 29. *L. Duparc* et *L. Mrazec*. Note sur la serpentine de la vallée de Binnen (Valais). — Bull. Soc. franç. de minéralogie, t. XVI, n° 8.

1894. 30. *H. Golliez*. Passage du Simplon. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 229 à 232. Fig. 87 und 88. Lausanne, F. Payot.
- „ 31. *A. Heim* und *C. Schmidt*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 500,000. — Publ. d. Schweiz. geol. Kommission, Bern, Schmid, Francke & Cie.
- „ 32. *H. Schardt*. Du Simplon à Baveno et Lugano. Livret-guide géol. de la Suisse, p. 190—193, pl. X, fig. 5.
- „ 33. *C. Schmidt*. Tessinermasse und Seegebirge. Inneralpine mesozoische Sedimente. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 136—142, pl. VIII, fig. 6.
- „ 34. Tunnel du Simplon, projet de 1893. Annexe 4: Profil géologique. — Berne, Impr. C.-J. Wyss.
1895. 35. *C. Schmidt*. Géologie du massif du Simplon. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XXXIV; ferner in Eclog. geol. Helv., vol. IV, Nr. 5, p. 367, 1896.
- „ 36. *S. Traverso*. Geologia dell' Ossola. — Genova, Tipogr. Angelo Ciminago.
- „ 37. *R. Zeller*. Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. — Inaug.-Diss., Mitteil. d. Berner naturf. Ges.
1896. 38. *E. Haug*. Etude sur la tectonique des Alpes suisses. — Bull. Soc. géol. de France, 3^e série, t. XXIV, p. 545—550, pl. XXIII.
- „ 39. *C. Schmidt*. Geologie der Simplongruppe und die verschiedenen Tunnelprojekte (Vortrag, gehalten i. d. naturf. Ges. Basel, 18. März 1896). — Schweiz. Bauzeitung, 18. April 1896.
- „ 40. *R. Zeller*. Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Zentralalpen. — Mitteil. d. naturf. Ges. Bern.
1898. 41. *A. Heim*. Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiathale, Kanton Tessin. — Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, Jahrg. XLIII.
1899. 42. *E. Renevier*. Etude géologique du tunnel du Simplon. — Eclog. geol. Helv., VI, Nr. 1, p. 31—34.
- „ 43. *G. Spezia*. Sopra uno deposito di Quarzo e di Silice gelatinosa trovato nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIV.
1900. 44. *E. Weinschenk*. Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen. (Die Mineralien im Dolomit des Binnenthales.) — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXII, H. 3, p. 260.
1901. 45. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inaug.-Diss., Basel, E. Birkhäuser.
- „ 46. *A. Pelloux*. Scheelite ed altri minerali rinvenuti in una roccia proveniente del traforo del Sempione. — Boll. del Naturalista, Siena, anno XXI, n° 7.
1902. 47. *M. Lugeon*. Sur la coupe géologique du massif du Simplon. — Comptes rendus d. séances de l'Acad. d. sc. Paris, 24 mars.
- „ 48. — Les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Bull. techn. de la Suisse romande, n° 24, p. 317—323.
- „ 49. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 813.
- „ 50. *T. Taramelli*. Sulla probabile tectonica del gruppo del Sempione. — Atti d. R. Accad. dei Lincei, ser. 5, XI, 1. sem., p. 462—463.

1902. 51. *T. Taramelli*. Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Varzo. — „Rendiconti“ del R. ist. Lomb. di sc. e lett., serie II, vol. XXXV.
- „ 52. *H. Schardt*. Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie.
- „ 53. — Venues d'eau au tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 38, n°s 143—144.
1903. 54. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel, Bd. 15, H. 2, p. 293—316.
- „ 55. *H. Schardt*. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon suivi d'un rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie. Vgl.: Eclog. geol. Helv., vol. VIII, N° 2, 1904.
- „ 56. *G. Spezia*. Sulla anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della frana del traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXVIII.
- „ 57. *A. Stella*. Rilevamento geologico nell'Ossola. — Relaz. uff. d. Direzione del Servizio geologico per l'anno 1902, Roma.
1904. 58. *H. Schardt*. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresversammlung, p. 172—210.
- „ 59. — Eaux du tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XL, p. 149.
- „ 60. *A. Stella*. Sulla geologia della regione Ossolana cantigua al Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIII, fasc. I, p. 84—88. (Referat d. Verh. Geol. Zentralblatt, Bd. VI, Nr. 2.)
- „ 61. *G. Spezia*. Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella anidrite associata al quarzo trovata nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIX.
- „ 62. *A. Heim*. Über die geologische Voraussicht beim Simplontunnel. — Eclog. geol. Helv., vol. VIII, Nr. 4, p. 365—384.
- „ 63. *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Mitt. d. Naturw. Ges. Winterthur, H. V, p. 243—277.
- „ 64. *B. Lindemann*. Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XIX, p. 267.
1905. 65. *A. Stella*. Il problema tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIV, fasc. I, p. 101—104.
- „ 66. — Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. d. R. Comit. geol. d'Italia, anno 1905, n° 1.
- „ 67. *M. Lugeon et E. Argand*. Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. — Comptes rend. Acad. d. sc. Paris, 29 mai.
- „ 68. *Ch. Sarasin*. La chaîne du Simplon au point de vue géologique. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XIX, p. 80—92.

1905. 69. *H. Schardt*. Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. — Bull. technique de la Suisse romande, n^{os} 10, 11, 12 et 14.
- „ 70. — Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. — La Géographie, Bull. d. l. Soc. de géographie, Paris, vol. XI, n^o 2, p. 81—96.
- „ 71. — Leone (Monte). — In Geogr. Lex. der Schweiz. Bd. III, p. 113—117.
- „ 72. *H. Baumhauer*. Die Mineralien des Binnenthals. — Bull. de „La Murithienne“, Soc. valaisanne d. sc. nat., p. 35—49.
- „ 73. *A. G. Levy*. Water from the Simplon tunnel. — The analyste, Soc. of public analysts London, vol. XXX, N^o 356, p. 361—384.
- „ 74. *H. Preiswerk*. Anhydrit-Krystalle aus dem Simplontunnel. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I., p. 33—43.
- „ 75. *A. Heim*. Tunnelbau und Gebirgsdruck. — Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. L.
- „ 76. — Geologische Voraussicht bei technischen Arbeiten. — Umschau, Nr. 9, IX. Jahrg.
- „ 77. *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresvers., p. 128—170.
1906. 78. *H. Schardt*. Renseignements géologiques. — In „Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon“, Nr. 1, 31. Dez. 1898, Nr. 31, Juni 1906.
- „ 79. *A. Stella*. Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione etc. — In „Relazione sugli studi e lavori eseguiti dal 1897 al 1905“, Publ. d. Soc. ital. per le Strade Ferrate del Mediterraneo. Roma, D. Squarci.
- „ 80. *C. De Stefani*. La Valle Devero nelle Alpi Pennine ed il profilo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXV, fasc. II, p. 411—426.
- „ 81. *K. Pressel*. Bauarbeiten am Simplontunnel. — Schweiz. Bauzeitung, Bd. XLVII, Nr. 21, 22, 23, 25 u. 26.
- „ 82. *J. Königsberger*. Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fliessendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. — Eclog. geol. Helv., Bd. IX, Nr. 1, p. 133—144.
- „ 83. *E. Thoma*. Über das Wärmeleitungsproblem bei wellig begrenzter Oberfläche und dessen Anwendung auf Tunnelbauten. — Inaug.-Diss., Freiburg i. B., p. 49.
- „ 84. *K. Brandau*. Die Zweitunnel-Baumethode. — Schweiz. Bauzeitung, Nr. 12. (Abb. 1—3, p. 141.)
1907. 85. *H. Schardt*. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. — Arch., sc. phys. et nat., Genève, t. XXIII, p. 366.
- „ 86. *C. De Stefani*. Sulla possibilità geologica di un solido sbarramento per sollevare sensibilmente il pelo d'acqua del lago di Codelago. — Unione Tip. Edit. Torinese.
- „ 87. *C. Schmidt*. Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. — Gutachten abgegeben an die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen. Bern, Böhler & Cie.

1907. 88. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — *Eclog. geol. Helv.*, vol. IX.
- „ 89. — Asphalt, Steinsalz, Erze. — *Handwörterbuch der Schweiz. Volkswirtschaft etc.*, von N. Reichesberg, Bern, III. Bd., p. 125.
- „ 90. *C. Schmidt, H. Preiswerk und A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1:500,000 (Spezialkarte Nr. 48) mit *Erläuterungen* von C. Schmidt und H. Preiswerk; herausgegeben von der geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft.



Einleitung zum ersten Teil

von

Lieferung XXVI der „Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz“

von **H. Preiswerk.**

Die Untersuchung der Grünschiefer im Simplongebiet wurde von mir auf Veranlassung von Herrn Prof. C. Schmidt im Jahre 1900 begonnen.

Im Sommer jenes Jahres, sowie am Anfang der Sommercampagne 1901 führte ich die detaillierte geologische Aufnahme der wichtigsten Grünschieferlager des Gebietes aus. Die Aufnahmen liessen erkennen, dass den Grünschiefern eine viel allgemeinere Verbreitung in den mesozoischen Schiefern (Bündnerschiefern) des Gebietes zukomme, als die vereinzelt bisher bekannten Vorkommnisse vermuten liessen. Besonders in der Region des Hohsandgletschers, speziell am Banhorn, fand ich im Jahr 1900 neue ausgedehnte Massen dieser Gesteine auf.

Es war damals noch fraglich, ob die mächtige Serpentinmasse am Geisspfade ebenfalls zu den Grünschiefern des Mesozoikums zu zählen sei. Die weiteren Aufnahmen zeigten jedoch, dass sie mit den Bündnerschiefern nichts zu tun hat, sondern ganz im Monte-Leone-Ofenhorn-Gneiss eingelagert ist. Die Untersuchung dieser Serpentinmasse habe ich im Jahre 1901 als Dissertation publiziert (Über Dunitserpentin am Geisspfad im Oberwallis, Basel 1901).

Vom September 1901 an beteiligte ich mich als Assistent von Herrn Prof. C. Schmidt und später als Mitarbeiter an der Aufnahme der geologischen Simplonkarte in 1:50,000 im Auftrage der Schweizerischen geologischen Kommission. Dabei hatte ich Gelegenheit, da und dort vereinzelt ergänzende Beobachtungen über die Verbreitung der Grünschiefer zu machen, namentlich auch in den südlichen Muldenteilen der mesozoischen Schiefer.

Die petrographische Untersuchung des Materials begann ich im mineralogischen Institut der Universität Heidelberg. Ein Teil der Resultate aus dem westlichen Teil des Aufnahmegebietes wurde 1903 publiziert (Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. 15, H. 2, 1903, S. 293—316). Jene Ge-

biete waren damals noch nicht im Aufnahmeplan der Simplonkarte inbegriffen. Die Bearbeitung des übrigen Grünschiefermaterials des gesamten Gebietes mit Verwertung der frühern Resultate ist Gegenstand der vorliegenden Publikation.

Von den zehn mitgeteilten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen wurden sechs von Dr. Fr. Hinden im mineralogischen Institut in Basel auf Kosten der schweizerischen geologischen Kommission, drei von mir, teils im chemischen Laboratorium des Herrn Prof. M. Dittrich in Heidelberg, teils im mineralogischen Institut Basel, und endlich eine von Herrn Prof. M. Dittrich in Heidelberg ausgeführt.

Es sei mir an dieser Stelle gestattet, meinen Dank auszusprechen Herrn Prof. C. Schmidt, der meine Arbeiten in mancher Weise unterstützte, ferner Herrn Geheimrat H. Rosenbusch, der meinen Untersuchungen im Anfangsstadium lebhaftes Interesse entgegenbrachte. Manche Belehrung auf gemeinsamen Exkursionen verdanke ich den Herren des Ufficio geologico d'Italia: S. Franchi, V. Novarese und A. Stella.

Basel, den 10. Juli 1907.

H. Preiswerk.

Inhaltsverzeichnis.

	Pag.
Vorwort zu Lieferung XXVI der Beiträge von C. Schmidt	V—VIII
Literaturverzeichnis zur Geologie der Lepontinischen Alpen — bis Juli 1907 — von C. Schmidt und H. Preiswerk	IX—XIV
Einleitung zu: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes von H. Preiswerk (L. XXVI, 1. T.)	XV—XVI
Inhaltsverzeichnis zu Lief. XXVI, Teil I	XVII
A. Das geologische Auftreten der Grünschiefer	
I. Allgemeine geologische Charakterisierung	1— 3
II. Verbreitung der Grünschiefer in den einzelnen Muldenzügen. Beziehungen zur Tektonik des Gebietes	3— 7
B. Spezielle Beschreibung der einzelnen Grünschieferlager	
I. Visp-Gamsertal	8— 9
II. Safischpass	9—17
a) Dünnschiefrig-flasrige und grobkörnig-gabbroartige Amphibolite auf der West- seite des Passes	9—13
b) Pikrit und massiger Amphibolit der Safischpasshöhe	13—17
III. Binnenthal-Feldbach-Hohsandgletscher	17—20
a) Der Amphibolitzug Breithorn-Hohsandgletscher	17—19
b) Der Topfstein am Gandhorn	19—20
IV. Die Gabbroamphibolite und die sie begleitenden Gesteine am Banhorn	20—27
a) Spezielle geologische Beschreibung	20—21
b) Resultate der petrographischen Untersuchung	21—27
V. Die Gabbrodioritamphibolite und ihre Begleitgesteine bei Tschampigenkeller	27—34
a) Spezielle geologische Beschreibung	27—28
b) Resultate der petrographischen Untersuchung	28—34
VI. Die Grünschiefer am M. Larone und auf Alpe Loccia, und die Pyroxengneise von Agarina und Forcoletta	34—38
a) Geologische Situation	34—35
b) Petrographische Beschreibung der Pyroxengneisse	35—37
c) Beziehungen zu den übrigen Grünschiefern des Gebiets	38
C. Zusammenfassung	
	39—42

A. Das geologische Auftreten der Grünschiefer.

I. Allgemeine geologische Charakterisierung.

In den Kalkschiefern des Simplongebietes¹⁾, die in ihrem Alter als Hangendes der Triasdolomite, oder, wo diese fehlen, als Hangendes der Carbon-schiefer charakterisiert sind, findet man sehr verbreitet linsen- und lagerförmige Massen von amphibol-, chlorit-, serpentin- oder talkreichen Gesteinen, die in ihrer Gesamtheit etwa als „Grünschiefer“ bezeichnet worden sind. Sie entsprechen den von C. Schmidt²⁾ aus dem westlichen Bünden beschriebenen „Grünen Bündnerschiefern“, ebenso den „pietre verdi“ der italienischen Geologie³⁾. In ihrer Hauptmasse lassen sich diese Gebilde mit Sicherheit als Umwandlungsprodukte verschiedener Typen von basischen Eruptivgesteinen erkennen.

Einige der „Grünschiefer“lager erwecken durch ihre noch erhaltene Tiefengesteinstruktur den Eindruck von Intrusivmassen. Andererseits ist an manchen Stellen (besonders auffällig am Grünschieferzuge von Binn) die Grenze zwischen Grünschiefer und Kalkschiefer verwischt und es scheint eine Mischung der Bestandteile beider vorzuliegen, was den Gedanken an tuffartige Bildungen nahe legt. Auch gewisse schichtartige Gesteine am Banhorn, die den unverkennbaren Eruptivgesteinen eingeschaltet sind, fordern ähnliche Deutung.

¹⁾ Speziell des Gebietes der geologischen Karte in 1:50,000 von C. Schmidt; A. Stella und H. Preiswerk, die von der geol. Kommission der schweiz. naturf. Ges. gleichzeitig herausgegeben wird.

²⁾ Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XXV, 1891, Anhang.

³⁾ S. *Franchi*: Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. (Boll. R. Com. geol. Bd. XXIX, S. 173—247 und 352—482.)

V. *Novarese*: Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. Roma 1895.

H. *Preiswerk*, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lfg. XXVI.

In ihrer jetzigen Gestalt erscheinen alle diese Grünschiefermassen als den Kalkschiefern konkordant eingelagerte Linsen und Lager. Von primärem Mineralbestand und primärer Struktur hat die Metamorphose nur spärliche Reste übrig gelassen.

Die „Grünschiefer“ sind in unserm Gebiet in ihrer Hauptentwicklung auf eine eng begrenzte stratigraphische Zone beschränkt. Sie treten stets nahe der Grenze zwischen Kalkschiefern und Triasdolomit auf, entweder in den untersten Kalkschieferlagen oder in den obersten Triasbänken. Es ist dies eine Regel, die teilweise auch für die „Grünschiefer“ in Bünden gilt, besonders auffällig aber in manchen Teilen des Piemont zutage tritt, wo in der „Zona delle pietre verdi“ unsere Gesteine sich fortsetzen. Im Valle Maira und Val Grana z. B. finden sich die „Grünschiefer“ als Variolite, Gabbro, Serpentine, Glaukophanschiefer etc. vorwiegend in der Grenzregion zwischen den Kalkschiefern, die bei Castelmagna im Val Grana Liasammoniten führen, und den liegenden, Triasfossilien führenden Kalken eingelagert¹⁾. Diese Erscheinung, sowie die starke Metamorphose, die diese Eruptionsmassen in gleicher Weise wie die einschliessenden Sedimente erlitten haben, spricht für Gleichaltrigkeit beider, oder doch nur geringe Altersdifferenzen, die für die Intrusivgesteine angenommen werden müssten.

Die Grünschiefer des Simplongebietes sind zum Teil der oberen Trias, zum Teil dem unteren Jura einzuordnen. Auf beiden Stufen kommen in benachbarten Alpengebieten Ergüsse von nicht, oder doch weniger metamorphen, typischen basischen Eruptivgesteinen vor. Die triadischen Grünschiefer des Banhornes dürfen wohl als Analoga der obertriasischen Augitporphyr- und Melaphyrergüsse im Südtirol angesehen werden, während wir für die schichtartig ausgebreiteten Binnentaler Grünschiefer, die in den untersten Bündnerschiefern liegen, ein vollkommenes Analogon finden in den Melaphyrergüssen in der Umgebung des Pelvouxmassivs, von denen P. Termier²⁾ sagt: „qui forment comme un niveau géologique à la base du lias“.

Die erste Notiz über die hier zu besprechenden Gesteine findet sich meines Wissens in einer Arbeit *Bernhard Studers* aus dem Jahr 1844³⁾, der „schiste amphibolique“ von der obern Feldbachalp (vgl. unten), ohne davon eine nähere Beschreibung zu geben.

¹⁾ Vgl. *S. Franchi*: Ancora sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi (Roma 1904), speziell die Situation der Prasinite auf der Spitze des M. Chialmo in Profil Fig. 5, Tafel III.

²⁾ *P. Termier*: Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (Comptes-rendus Acad. d. sc. Paris, mars 1897.)

³⁾ Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint-Gothard (Mém. de la Soc. géol. de France, 1844).

Über die Serpentinlager von Visp und am Gebidem (vgl. S. 8) macht *H. Gerlach* in seiner Arbeit über die Penninischen Alpen¹⁾ einige Angaben im Abschnitt über „Jüngere metamorphische Schieferbildung“. In der dazu gehörigen geologischen Karte, Blatt XVIII des Dufouratlases in 1:100,000, ist auch der Serpentin der Nanzlücke eingetragen.

Aus dem Grünschieferzuge des Binnentales wurden sodann im Jahr 1892 von *T. G. Bonney*²⁾ drei Handstücke, die Herr *J. Eccles* in Tschampigenkeller, in Kehlmaten und in Giessen gesammelt hatte, mikroskopisch untersucht und beschrieben.

II. Verbreitung der Grünschiefer in den einzelnen Muldenzügen. Beziehungen zur Tektonik des Gebietes.

(Vergl. umstehende Kartenskizze, Fig. 1.)

Betritt man das Kartengebiet von Westen, so trifft man Grünschiefer in grösserer Ausdehnung zuerst beim Dorfe *Visp* auf dem linken Vispufer, wo bis mehrere 100 Meter mächtige Massen von Serpentin und Prasinit den kalkreichen Lagen der flach südwärts fallenden Bündnerschiefermulde eingeschaltet sind, nahe an deren Grenze gegen die hangenden, südlichen Gneisse.

Auf dem rechten Vispufer teilt sich die Bündnerschiefermulde gegen Osten in drei Arme: die „*Magenhornmulde*“, die „*Gantermulde*“ und die „*Binnermulde*“. Demgemäss auch die Reihe der Grünschieferlager.

In der „*Magenhornmulde*“ ist eine Reihe von Grünschieferlinsen vom *Breiterbach*, der bei „*Neue Brücke*“ in die Visp mündet, aufgeschlossen. Diese Lager, die hier ausschliesslich aus Prasiniten (ohne Serpentine) bestehen, halten sich streng an die untersten Lagen der Kalkschiefer am Nordrand der Schiefermulde. Die östlichste Grünschieferlinse dieser Reihe findet sich in gleicher geologischer Situation im Talgrund des *Gamsertales* unter Galenalp aufgeschlossen, unweit vom östlichen Ende der Magenhornschiefermulde.

Die mittlere der drei Mulden, die „*Gantermulde*“, ist in dieser Gegend am reichsten an Grünschiefern. Abgesehen von der rechtsufrigen Fortsetzung der grossen Serpentinmasse des linken Vispufers finden sich in den Kalkschiefergehängen nördlich *Vispeterbinnen* zahlreiche Grünschieferlinsen eingestreut. Im weitem Verlauf der Mulde halten sich die Grünschiefer stets

¹⁾ Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 27, 1883, S. 88 und 89.

²⁾ On some schistose „greenstones“ and allied hornblende schists from the Pennine Alps, as illustrative of the effects of Pressure-Metamorphism. (Quarterly journal of Geol. Soc. of London 49, 1893, S. 94.)

an den südlichen Rand der Kalkschiefer, vom Gneiss durch graphithaltige Carbonschichten getrennt. An dem kleinen See auf der Passhöhe südlich vom *Gebidem* findet sich Serpentin, der auch weiter ostwärts in den Runsen, die von der Passhöhe nach Niedersten hinabführen, zutage tritt. Die mächtigste Entwicklung gewinnt diese Gesteinsart in Begleitung von Prasinit auf der Ostseite des Gamsertales zwischen *Bistimatten* und der *innern Nanzlücke*. Weiter östlich wird die Mulde stark zusammengepresst, aber auch da finden wir nahe der Spitze des *Schienhorns* und auf dem Sattel zwischen Schien- und Staldhorn ob dem *Simplonhospiz* kleine Linsen von Prasinit und Talkgesteinen (sog. Ofenstein), immer den Südrand der Mulde begleitend. Verfolgen wir von da an die Gantermulde in ihrem äusserst komplizierten Verlauf stundenweit durch die vergletscherten Gebirgsstöcke des Bortelhorns, Monte Leone und Wasenhorns, so finden wir endlich wieder bei der Spitze des *Mäderhorns* und auf der Mäderalp, also da, wo wir wieder in die Nähe des Schienhorns zurückkommen, genau dieselben „Ofensteine“ wie dort, als kleine Linsen in den Kalkschiefern eingeschlossen.

Die Hauptmulde der Bündnerschiefer, die „*Binnermulde*“, weist auf der Strecke, wo die parallel laufenden südlichen Teilmulden Grünschiefer führen, davon keine Spur auf. Diese Gebilde setzen erst zwischen *Rosswald* und dem *Saflischpass* (zwischen Berisal und Binn) in der Hauptmulde ein.

Dies zeigt, dass die ursprüngliche Anordnung der basischen Eruptivmassen von der jetzigen Faltenrichtung unabhängig ist. Somit erscheint eine Intrusion während und infolge der Auffaltung als ausgeschlossen.

In der Gegend des *Saflischpasses* sind die Grünschiefer in einzelnen Linsen entweder den Kalkschiefern, unmittelbar über dem Triasmarmor, oder aber diesem selbst eingelagert.

Häufigere Aufschlüsse im Grünschiefer finden wir dann im Grund des Binnentales. So am Bach beim Hotel Ofenhorn in *Binn*, bei *Giessen*, *Im Feld* etc.

Die Fortsetzung der Zone ist bei *Feldbach* wieder aufgeschlossen, wo ein kontinuierlicher Grünschieferzug beginnt, der über das *Turbhorn* bis auf den höchsten Kamm der *Strahlgräte* emporsteigt.

Die starke Entwicklung der Grünschiefer in dieser Zone macht sich auch in der südlich vorgelagerten Teilmulde bemerkbar, in der bei *Tshampigenkeller* mächtige Prasinitlager zutage treten.

In der Fortsetzung des Grünschieferbandes der Strahlgräte sieht man an den vom Gletscher entblösten Stellen am Südostabhang des *Blindenhorns*

mehrere Grünschieferlager übereinander ausstreichen. Am Westabsturz des *Banhorns* wechsellagern Grünschiefer mit Dolomit und Rauchwacke der Trias und erreichen eine Mächtigkeit von zirka 200 Metern. Im obern Banbachtal tauchen sie unter Schiefer- und Schuttbedeckung und treten weiter ostwärts nicht mehr zutage.

Der ausgedehnte Kalkschieferstreifen von Devero und Veglia, der östlich vom Ofenhorn von den nördlichen Kalkschiefermulden sich abzweigt, ist überaus arm an Grünschiefern. Um so wichtiger ist ein Vorkommen am *Monte Orfano* beim Lago Codelago¹⁾. Die Grünschiefer nehmen hier dieselbe stratigraphische Lage ein, wie in den nördlichen Mulden und liegen, was Beachtung verdient, gerade gegenüber Tschampigenkeller und Feldbach, wo die Grünschiefer der Binnermulde eine besonders starke Entwicklung zeigen. Die vollkommene Analogie in der Lagerung der Grünschiefer am Monte Orfano einerseits und bei Tschampigenkeller andererseits ist eine wichtige Stütze für die Theorie, dass die Masse der Deveroschiefer mit der südlichen Teilmulde der Binnerschiefer unter der Gneisskette Helsenhorn-Ofenhorn hindurch in direkter Verbindung stehe. (Vgl. beistehende Fig. 2.)

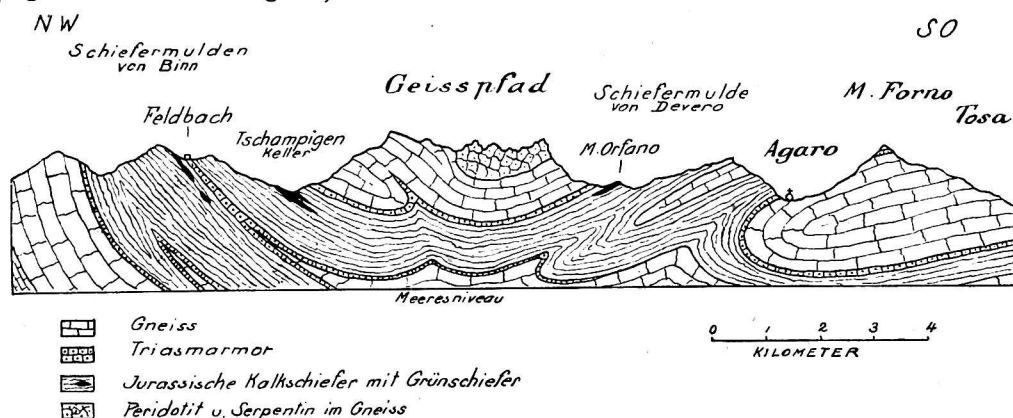


Fig. 2.

Verfolgen wir die schmalen, zwischen Gneissen eingekeilten Kalkschiefermulden weiter nach Süden, wo sie in grossem Bogen die oberen Teile des Cairasca- und Diveriatales umsäumen und ostwärts sich wendend bei Ojra die Tosa überschreiten, so finden wir keine Spur von Grünschiefern. Erst am Monte Larone ob Crodo im Antigoriotal, bei Agarina und nördlich der Alpe Colmine kommen sie noch einmal zum Vorschein als Einlagerungen in den stark zerschlagenen Mulden, die ostwärts bald auskeilen.

¹⁾ Auf der Kartenskizze Fig. 1 ist dieses Vorkommen östlich von Devero direkt südlich des Wortes „Geisspfad“ eingetragen.

Dass die Grünschiefer gerade an dieser Stelle wieder zutage treten, ist überaus auffällig, denn sie liegt genau in der südlichen Fortsetzung einer quer zum allgemeinen Schichtstreichen verlaufenden Geraden, die die Grünschieferlager von Feldbach, Tschampigenkeller und Monte Orfano verbindet. Die Bedeutung dieser Linie für das Auftreten basischer Eruptivgesteine wird noch erhöht durch die Tatsache, dass auch die gewaltige dem Ofenhorn-Leonegneiss eingelagerte Peridotit- und Serpentinmasse am Geisspfad mit ihr zusammenfällt. Ebenso die entsprechenden, gleichfalls im Gneiss auftretenden Peridotite und Serpentine zwischen Onsernone- und Vigezzotal (südöstlich vom Gebiet der Simplonkarte), die neuerdings von A. Stella aufgenommen worden sind.¹⁾

Den geologischen Zusammenhang denke ich mir folgendermassen: Durch diese geradlinige Reihe von basischen Eruptivkörpern wird die Richtung einer alten Spalte angedeutet, von der aus am Ende der Triaszeit und während der Jurazeit Eruptivmaterial zum Teil über die Oberfläche, resp. den Meeresgrund sich ergoss, zum Teil aber in die ältern Gneisse hinein intrudiert wurde. Es wären demnach die Peridotit- und Serpentinmassen vom Geisspfadpass und im Valle Vigizzo als Tiefenfacies der mesozoischen Grünschiefer vom Monte Larone, Monte Orfano, Tschampigenkeller, Feldbach etc. anzusehen.

Die wichtigeren Grünschieferlager sollen im Folgenden einzeln beschrieben werden.

¹⁾ A. Stella: Sulla geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. (Boll. d. Soc. geol. ital. XXIII, 1904, I, S. 85.)



B. Spezielle Beschreibung der einzelnen Grünschieferlager.

I. Visp—Gamsertal.

Die auf Seite 4 genannten grossen Serpentinmassen bei Visp und im Gamsertal, sowie die sie begleitenden Amphibol- und Chloritgesteine habe ich bereits eingehender beschrieben in einer besondern Publikation: „Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig“ (Verhdl. d. naturf. Ges. in Basel, Bd. 15, H. 2, 1903, S. 293—316). Die seitdem neu entdeckten Grünschiefer der „Magenhornmulde“ (S. 4) stimmen petrographisch mit den auf Seite 298 der genannten Arbeit beschriebenen Grünschiefern von Visp überein. Auch das Seite 303—305 beschriebene Albit-Kontaktgestein fand sich wieder. Er ist in der Breiterbachschlucht am Wege von Riedji nach Salenboden aufgeschlossen. Das Gestein ist dort etwas verwittert, so dass die Albitkörner als schwarze, auffallende Knoten aus der grünlichen „Grundmasse“ hervortreten.

Von den auf Seite 302 beschriebenen Kontaktgesteinen wurden bei Katzhaus nördlich der „Hohen Fluh“ neue Stücke gesammelt und eine Probe analysiert. Es sind graue bis graugrünliche, deutlich gebänderte, häufig sehr feinkörnige, harte, splittrig brechende Gesteine mit leichtem Seidenglanz, von zerstreuten Sericitschüppchen. Aufs engste mit diesen verknüpft sind etwas heller graue Varietäten. Sie sind etwas gröber im Korn, mehr flasrig-körnig. Die Körnel zeigen im Durchschnitt glänzende Albitspaltflächen. Die gröbstkörnigen Abarten bilden Übergänge zu den oben erwähnten Albit-Kontaktgesteinen.

Ganz feinkörnige, splittrige Gesteine vom Katzhaus (I) und von Niedersten im Gamsertale (II) — vgl. l. c. p. 308 — zeigen folgenden chemischen Bestand ¹⁾:

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

	I	II		I	II
Si O ₂ =	78,60 ‰	73,35 ‰	Mg O =	1,60 ‰	1,01 ‰
Ti O ₂ =	0,37 "	0,40 "	Ca O =	6,10 "	7,04 "
Al ₂ O ₃ =	4,65 "	6,48 "	Na ₂ O =	1,75 "	2,46 "
Fe ₂ O ₃ =	0,16 "	0,32 "	K ₂ O =	0,21 "	0,74 "
Fe O =	2,17 "	1,67 "	Glühverl. =	0,80 "	5,90 "
Mn O =	0,15 "	—	Summa =	100,56 ‰	99,37 ‰

Die Zusammensetzung weist auf stark silifizierten tonigen Kalkschiefer mit nur wenig erhöhtem Natriumgehalt. Dieser stellt sich in beträchtlicherem Masse offenbar erst in den körneligen Varietäten ein, die dann auch in chemischer Beziehung Übergangsglieder bilden zu den Albitgesteinen, von denen pag. 305 der oben genannten Arbeit eine Analyse gegeben ist.

II. Saffischpass (zwischen Binn und Bérisal).

a) Dünnschiefrig-flasrige und grobkörnig-gabbroartige Amphibolite (Westseite des Passes).

Steigt man von Bérisal zum Saffischpass empor, so überschreitet man direkt über „Im Stafel“ die Ablagerungen der Trias und trifft nun in den darüber liegenden Kalkschiefern der S grossen Binnermulde mehrere Grünschieferlager. Die wichtigsten Aufschlüsse über die Lagerungsverhältnisse liefert der Bach, der südlich vom Punkt 2905 des Tunnetschornes entspringt. Er entblösst das gesamte Schichtprofil vom Gantergneis durch die von Augengneis unterbrochenen Triasmarmore bis in die grosse jurassische Kalkschiefermasse hinein. (Vgl. beistehende Figur 3.)

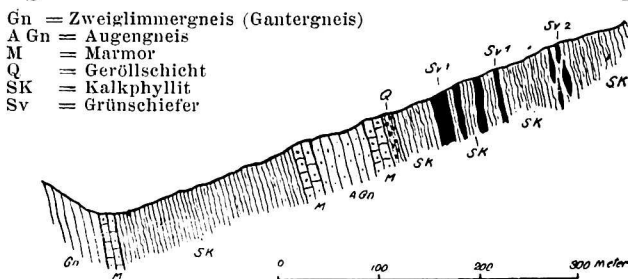


Fig. 3. Profil durch die Triasregion der Binner Bündner Schiefermulde am Südabhang des Tunnetschorn.

1. Amphibolitschiefer.

Der untere der beiden im Profil dargestellten Grünschieferkomplexe besteht aus vier, den Kalkschiefern konkordant eingeschalteten Lagern eines dunkeln, feinschiefrigen Amphibolits.

Im Hauptbruch erscheint das Gestein gleichmässig grün mit leichtem Seidenglanz, im Querbruch dagegen weiss gesprenkelt.

Als Hauptbestandteile lassen sich unter dem Mikroskop Hornblende und Feldspat erkennen. Die Feldspatindividuen gruppieren sich zu augenartigen Aggregaten, die von Hornblendenadeln flasrig umhüllt sind. Das Gestein besitzt demnach ausgeprägte Microocellarstruktur.

Die *Hornblende* bildet teils gerundete, teils ziemlich gut vom Prisma und den beiden Pinakoiden begrenzte Stengel. Ihr Pleochroismus ist:

a = hellgelbgrün
b = grasgrün
c = blaugrün.

Die *Feldspatkörner* sind wasserhell, durchpickt von zahllosen Einschlüssen: Körner und Nadeln, die grossenteils Hornblende und Epidot sind. Zwillingsbildungen fehlen. Die Bestimmung wird dadurch bedeutend erschwert. In Schnitten, in denen scharfe Spaltrisse nach 001 sichtbar sind, beträgt die Auslöschungsschiefe, bezogen auf diese Spaltrisse, 15° — 20° . Der optische Charakter ist positiv¹⁾. Diese Daten weisen auf *Albit*.

Als weitere Bestandteile des Gesteins sind zu nennen: Beträchtliche Mengen gelber *Epidotkörner*; hie und da stark gerundeter *Zoisit*. Ganz spärlich vertreten ist Biotit von braungrauer Farbe. *Rutil* in groben Körnern oder nur selten in feinen Kristallsäulen, und *Eisenerz*, vermutlich Titaneisen, treten stets in engster Verbindung miteinander auf.

Nach Becke²⁾ ist die Struktur als „kristalloblastisch“ zu bezeichnen. Die Anordnung der Gemengteile bedingt Ocellartextur. „Idioblasten“ sind teilweise Rutil, sowie Hornblende. Eine Abweichung gegenüber der von Becke aufgestellten Reihe nach abnehmender Kristallisationskraft³⁾ ist hier insofern zu verzeichnen, dass die Hornblende auch gegen Epidot und Zoisit ihre Kristallbegrenzung beibehält.

2. Flasriger Epidot-Amphibolit.

Der obere Grünschieferkomplex im erwähnten Profil am Tunnetschhorn (Fig. 3) besteht aus mehreren linsenförmigen Lagern. Das Gestein besitzt grobflasrige Ocellarstruktur. Von blossen Auge erkennt man die wirren Hornblendenadeln, welche gelbliche, epidotreiche Augen umhüllen. Die Gemengteile

¹⁾ Bestimmt nach der von Fr. Wright angegebenen Methode: „Two microscopic-petrographical methods“ (American journal of science, vol. XVII, May 1904, pag. 388.)

²⁾ F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. (Wiener Akad., 1903, Bd. LXXV.)

³⁾ l. c. Seite 42.

sind dieselben wie im Amphibolitschiefer, nur tritt noch ein chloritischer Glimmer hinzu.

Die Mengenverhältnisse sind etwas verschoben dadurch, dass auffallend viel Epidot vorhanden ist. Auch die Biotitmenge ist grösser. Der Feldspat tritt stark zurück.

Die *Hornblende* zeigt oft im Kern ohne scharfe Trennung von der Hülle hellere Farbe bis Farblosigkeit und beträchtlich höhere Doppelbrechung. Offenbar sind es Übergänge zu *Aktinolit* und *Tremolit*.

Die Auslöschungsschiefe der gewöhnlichen, stark farbigen Hornblende beträgt 14° — 17° auf 010.

Der *Epidot* ist schwach gelblich gefärbt. Sein Pleochroismus ist:

a und b = fast farblos
c = hell gelblichgrün

Häufig sind Zwillinge nach 100.

Der *Biotit* ist meist mit der Hornblende verwachsen, derart, dass die Glimmerplatten parallel den Hornblendeprismen liegen. Pleochroismus ist:

a = hellbraun
c und b = dunkel olivengrün.

Das zweite, oft mit Biotit parallel verwachsene Glimmermineral ist *Klinochlor*. Er zeigt lichtgrüne Farbe mit Pleochroismus:

a und b = grün, c = farblos.

Die Auslöschung auf Schnitten senkrecht zu 001 zeigt eine Schiefe von 9° . Dadurch tritt die häufige Zwillingbildung scharf hervor. Der Axenwinkel 2E beträgt 30° .

3. Grobkörniger, gabbroider Amphibolit.

Westlich und östlich vom Profil am Tunnetschhorn finden sich Grünschiefer in einzelnen Blöcken auf der Weide. Einige Varietäten sind bedeutend grobkörniger und allem Anschein nach weniger dynamisch verändert. An der groben Anordnung der Gemengteile lassen sich noch Reste der Eruptivgesteinsstruktur erkennen. In einem solchen Gestein vom Südfuss des Faulhorns bildet die Hornblende grössere, einheitlich orientierte Komplexe, die wahrscheinlich die Stelle eines primären Pyroxens inne haben. Die Hornblendekomplexe sind durch eine Art Ruscheln, in denen sich besonders häufig Glimmerminerale bilden, vielfach zerrissen und zertrennt. Am Rande, vorwiegend in der Prismen-

richtung, löst sich häufig die kompakte Hornblendemasse in einzelne schlanke Prismen auf. Es bildet sich Garbenstruktur¹⁾.

Mineralogisch unterscheiden sich diese Gesteine von den sub 1 und 2 beschriebenen schiefrigeren Grünsteintypen durch etwas hellere Farbe der Hornblende und das Auftreten von *Titanit* an Stelle des *Rutil*.

4. Albitschiefer.

Die Grenze zwischen den Grünschieferlagern und den Bündnerschiefern ist vielfach keine ganz scharfe. Besonders auffallend tritt dies im Streichen der Grünschieferlinsen zutage. Beidseits in der Fortsetzung der Linse, wo der eigentliche Grünschiefer ausgekeilt ist, wird häufig sein Niveau zwischen den Kalkschiefern durch grünlich gefärbte Gesteine markiert, die weder typischer Grünschiefer noch Bündnerschiefer sind, sondern aus Mineralien beider Gesteine zusammengesetzt sind. Sie bestehen oft aus feinen Lagen abwechselnd weisser und grüner Schichten und sind gelegentlich recht reich an Carbonaten. Der primäre Charakter dieser Bildungen ist nicht mit Sicherheit festzustellen. Am ehesten könnte man wohl an submarine Tuffe denken.

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden Proben solcher Gesteine von folgenden Lokalitäten verwendet: 1) Aus der Bachrunse unmittelbar östlich Fleischboden ob Im Stadel. 2) Aus dem sub 1 beschriebenen Amphibolitschieferkomplex des Profils Fig. 3 am Tunnetschhorn.

Die hellen Lagen dieser Gesteine bestehen aus einem mosaikartigen (granoblastischen) Gemenge von Albit²⁾ und Quarz. Dazu gesellt sich in wechselnden Mengen Calcit, spärlicher: Chlorit, Biotit, Muscovit, Rutil in Aggregaten schlanker Säulchen und Pyrit.

Durch lagenweise Anreicherung der farbigen Gemengteile entsteht die grüne Bänderung des Gesteins.

In einem dieser im Tunnetschhornprofil gesammelten Gesteine, das wesentlich aus Albit (die Auslöschungsschiefe von 21° , in Schnitten senkrecht zu α gemessen, weist auf ganz reinen Albit), Quarz, viel Calcit, Muscovit und Pyrit

¹⁾ Vergleiche G. Williams: The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan (Bull. U. S. geol. survey, n° 62, 1890, S. 211), sowie die treffende Abbildung auf Pl. XII, Fig. 2.

²⁾ Die Bestimmung als ein dem Albit sehr nahe stehender Plagioklas ergibt sich aus folgenden Werten: Die durchschnittliche Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 wurde in einem Gestein vom Tunnetschhorn zu 12° , in dem vom Fleischboden zu 15° , die maximale Auslöschungsschiefe zu 14° resp. 17° gefunden. Schnitte senkrecht zu α zeigen im ersten Gestein 14° , im zweiten 16° , in einem dritten, ebenfalls vom Tunnetschhorn, 21° Auslöschung bezogen auf die Trace von 010.

besteht, erreichen die Albitkörner bis gegen 1 cm. Durchmesser. Alle andern Gemengteile, auch der Calcit, treten gelegentlich als Einschlüsse im Albit auf. In angewitterten Stücken machen sich die Albitkörner als vortretende Knoten bemerkbar.

Im Bereich dieser Gesteine, die ich als *Albitschiefer* bezeichnet habe, finden sich häufig Mineralaggregate, in denen einzelne Gemengteile der Albitschiefer oder der Grünschiefer in beträchtlichen Dimensionen auskristallisieren. So findet man Lagen von grobkristallinem Calcit, Quarz und würfelförmigem Pyrit. Andernorts wird der Epidot in langen, weingelben Prismen sichtbar.

b) Pikrit und massiger Amphibolit

(Saflischpasshöhe zwischen Grauhorn, 2701 m., und Bettlihorn, 2991 m.).

In der Nähe der Passhöhe habe ich zwei Grünschieferlinsen aufgefunden. Die eine zirka 60 Meter tief südwestlich unterhalb des Passes, die andere wenige Meter südöstlich von der Passhöhe. Beide liegen zwischen den kristallinen Kalken und Zellendolomiten der Trias, die hier reichlich Gips enthalten. Die Gips- und Marmorlagen sind durch ihre leuchtend weisse Farbe weithin als Marksteine der Passhöhe sichtbar. Die eigentümliche Schichtfolge der Trias zwischen Gneiss und Bündnerschiefer ist in Profil Fig. 5 (S. 16) dargestellt, so, wie sie auf der Passhöhe aufgeschlossen ist.

1. Pikrit.

Die geologische Situation der westlich von der Passhöhe gelegenen Pikritlinse gibt untenstehendes Profil Fig. 4, das durch einen kleinen Wasserlauf angeschnitten ist.

Das dunkel blaugrüne Gestein, das in der Runse in dünnen Lagen ansteht und beiderseits in zahlreichen Blöcken zutage

tritt, stellt einen ganz eigenartigen Typus dar, der in dem ganzen Simplongebiet sonst nirgends vorkommt.

Das Gestein ist feinkörnig, ohne Schieferung, bisweilen an der angewitterten Oberfläche dunkel gefleckt, und erweckt auf den ersten Blick den Eindruck eines Eruptivgesteins.

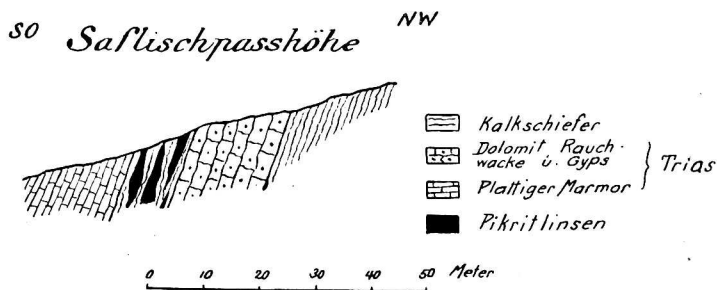


Fig. 4.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine gleichförmige, schwach grünliche Grundmasse mit zahlreichen Einsprenglingen.

Der Gestalt nach sind diese *Einsprenglinge* einander alle sehr ähnlich. Es sind Sechsecke von rhombischem Habitus, deren zwei spitzere Winkel häufig die Werte 70° und 90° aufweisen. Ihre mineralische Zusammensetzung ist sehr wechselnd. Oft sind es reine *Serpentinpseudomorphosen*:

Die äussere Begrenzung derselben ist regelmässig durch eine schmale Serpentin faser gebildet, die der ganzen Peripherie entlang läuft. In der Längsrichtung der Faser, also in der Peripherie der Pseudomorphose liegt stets die Richtung kleinerer optischer Elastizität (c'). An diese äussere Umgrenzung der Pseudomorphose schliesst sich nach innen eine schmale Zone isotroper Serpentin substanz an. Das Zentrum wird gebildet von einem Netzwerk langer Serpentin fasern, dessen Zwischenräume ausgefüllt sind von kurzen Fasern, die auf den langen senkrecht stehen. Dieses Gefüge stellt eine Art Maschenstruktur dar. In manchen Fällen ist im Kern der Pseudomorphose das Serpentinnetzwerk teilweise oder ganz von *Talk* ersetzt, während die äussern Teile: die isotrope Zone und die peripheren Fasern, als Serpentin erhalten bleiben. Oder aber es ist allein die Peripherie in *Talk* umgewandelt, das Zentrum Serpentin geblieben.

Die Serpentin substanz der Einsprenglinge wird häufig teilweise oder ganz ersetzt durch *Tremolit*, *Calcit* oder *Magnetit*, so dass vollkommene Verdrängungspseudomorphosen entstehen. Am auffälligsten gibt im gewöhnlichen Licht der *Magnetit* die ursprüngliche Kristallform der Einsprenglinge wieder, zumal er vorzugsweise die peripheren Teile derselben pseudomorphosiert.

Die Grundmasse zeigt eine schwach grünliche Farbe und erweist sich zum grossen Teil optisch isotrop. Stellenweise bemerkt man darin kleine individualisierte *Antigoritblättchen*, oft in Begleitung und zum Teil enger Verwachsung mit *Chloritschuppen*, die optisch positiv (mit negativem Charakter der Längsrichtung der Durchschnitte) und deutlich pleochroitisch sind: a und b = bläulichgrün, c = bräunlichgelb. Ihre Doppelbrechung ist sehr gering. Wahrscheinlich liegt *Pennin* vor.

Da, wo *Antigorit* und *Pennin* mit einander verwachsen sind, erscheint regelmässig auf der Grenze zwischen beiden eine äusserst schwach mit tief violettblauen Farben polarisierende Zone. Vermutlich handelt es sich hier um eine kaum merkbar doppelbrechende *Pennin* varietät, die ein Übergangsglied vom optisch positiven *Pennin* zum optisch negativen *Antigorit* bildet. Die isotrop erscheinenden Teile der Grundmasse mögen aus ähnlicher Substanz bestehen.

Die Antigoritblättchen wachsen stellenweise zu grössern Tafeln aus, an denen sehr schön die Eigenschaften des typischen Antigorit studiert werden können. Die Antigorittafeln sind vielfach mit Tremolit in der mannigfaltigsten Weise verwachsen. Da, wo diese beiden Mineralien grössere Dimensionen annehmen, wird die ursprüngliche Gesteinsstruktur oft gänzlich verwischt.

Über die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins ist folgendes zu bemerken: Die Einsprenglinge sind nach der Natur ihrer Umwandlungsprodukte und nach ihrer Form als *Olivin*pseudomorphosen aufzufassen. Ihre idiomorphe Ausbildung macht es wahrscheinlich, dass die Olivineinsprenglinge ursprünglich von *Glasbasis* umgeben waren, die jetzt als chloritisierte, noch recht homogene, teilweise isotrope Grundmasse vorhanden ist. Glasbasis in Pikriten und Pikritporphyriten wird ja in der Literatur vielfach erwähnt. Der Pikrit vom Saffischpass scheint ausschliesslich aus Olivinkristallen und Glasbasis bestanden zu haben. Von andern ursprünglichen Bestandteilen, wie sie in den meisten bekannt gewordenen Pikriten vorkommen, sind keine Spuren mehr nachweisbar. Immerhin erscheint mir wahrscheinlich, dass gewisse zusammenhängende Tremolitpartien die Stelle ursprünglichen Pyroxens einnehmen, besonders an den Orten, wo der Tremolit fein verteilte Magnetitausscheidungen aufweist, die in ihrer Anordnung oft auffallend einheitliche Orientierung besitzen.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende¹⁾:

Si O ₂ = 37,00 %	Na ₂ O } = 0,81 %
Al ₂ O ₃ = 8,64 "	K ₂ O } = 0,81 %
Fe ₂ O ₃ = 6,30 "	C O ₂ = 1,35 "
Fe O = 4,93 "	H ₂ O = 9,31 "
Mg O = 28,26 "	
Ca O = 2,25 "	98,85 %

Es ist dies die Zusammensetzung eines Peridotits oder Pikrits. Die Berechnung der Osannschen Typenformel gibt folgende Werte:

$$S = 39,30; a = 0,5; e = 1,5; f = 18.$$

Es liegt demnach extremes π -Magma vor. Stofflicher Bestand und Struktur stellen das Gestein demnach zu den *Pikriten*, resp. *Pikritporphyriten*. Von Analysen aus dieser Gruppe sind zum Vergleich namentlich heranzuziehen: 1) Pikrit vom Schwarzenstein bei Trogen (Fichtelgebirge)²⁾, 2) Pikrit von „Schwarze Steine“ Wallenfels (Nassau)²⁾. Doch zeigt der Pikrit vom Saffischpass gegenüber diesen Gesteinen höhern Magnesia- und Tonerde-Gehalt, dagegen

¹⁾ Anal. Dr. F. Hinden.

²⁾ Rosenbusch, Elemente, S. 352.

Zurücktreten des Eisen- und Kalkgehaltes. Noch besser stimmt die Zusammensetzung mit der eines Pikritporphyrites aus oberem Huron überein¹⁾. Der beträchtliche Aluminiumgehalt ist wesentlich in der Grundmasse enthalten, in deren Umwandlungsprodukten ja chloritische Substanzen eine wichtige Rolle spielen.

Von grossem geologischem Interesse ist es, dass ähnliche Gesteine wie am Saffischpass auch in der Nähe von Arosa vorkommen, teilweise ebenfalls als Einlagerungen in triadischen Kalken. A. Bodmer-Beder²⁾ beschreibt vom Weisshorn und vom Oberberg bei Arosa als „vitrophyrische“ und „olivinporphyrische Diabase“ Gesteine, die wesentlich aus idiomorphen Olivineinsprenglingen und Erzen in einer vitrophyrischen oder mikrofelsitischen Basis bestehen. Diese Gesteine sind dort aufs engste mit Diabasen verknüpft und von Diabas-tuffen begleitet.

2. Massige, einschlussreiche Amphibolite.

Wenige Schritte östlich der Passhöhe treten in den obersten Schichten der Trias, zwischen Dolomit und Gyp, dunkelgrüne blockartige Massen eines richtungslos struierten Amphibolites zu Tage, der im ganzen das Aussehen eines feinkörnigen bis mittelkörnigen Diorites hat. Die geologische Situation zeigt beistehendes Profil der Saffischpasshöhe, Fig. 5.

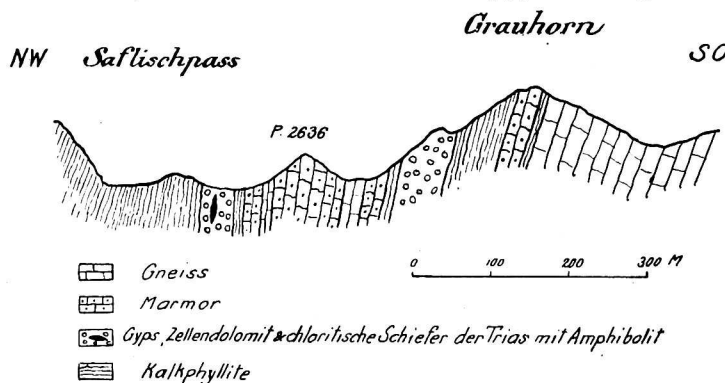


Fig. 5.

Der Amphibolit enthält gelegentlich hellfarbige Einschlüsse und ist da und dort reichlich von grösseren Pyrit- und Magnetitkristallen durchspickt.

Der Hauptbestandteil ist die *Hornblende*, oft in zusammenhängenden Komplexen auftretend, die sich randlich in isolierte Hornblendenadeln und -körner auflösen. Pleochroismus: a = gelblich; b = grün; c = blaugrün. Winkel c: c = 18° bis 19°.

¹⁾ M. Clements: The western part of the Crystall Falls district. (U. S. A. geol. Surv. Monographs 36, 1899, S. 219.)

²⁾ A. Bodmer-Beder: Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge Graubünden. (N. Jahrb. f. Min. B. B. XII, S. 238—267.)

Biotit ist schon makroskopisch bemerkbar. Er stimmt mit dem Seite 11 beschriebenen überein und ist häufig mit Hornblende, seltener mit *Klinochlor* parallel verwachsen.

Weitere Gemengteile sind: *Epidot*, *saurer Plagioklas*, *Rutil*, *Pyrit*.

Die Struktur ist kristalloblastisch. Die Gemengteile zeigen in folgender Reihe abnehmenden Idiomorphismus: *Rutil*, Hornblende, *Biotit*, *Plagioklas*.

Das Gestein stimmt mineralogisch mit den von der Westseite des Saffischpasses (namentlich sub 2) beschriebenen Amphiboliten überein, zeichnet sich aber durch die richtungslose körnige Struktur aus, in der der ursprüngliche Eruptivcharakter besonders makroskopisch gut erhalten ist. Um die hellfarbigen, vom Amphibolit scharf abgegrenzten Einschlüsse herum erscheint jener oft feinkörnig bis dicht. U. d. M. erkennt man in diesen dichtern Partien einen feinen Hornblendefilz mit zurücktretendem Feldspat. Diese Erscheinung weist auf eine schon primär feinkörnige basischere Randfacies des Gesteins, also auf endomorphe Kontaktmetamorphose hin.

Die Einschlüsse bestehen aus einem grünlichgelben, feinkörnigen granoblastischen Gemenge von *Epidot* und *Albit*¹⁾. Die *Albite* sind durchspickt von feinen Hornblendenädelchen und wohlausgebildeten kleinen *Epidotkristallen*.

Dieses Gestein ist wohl aus einer eingeschlossenen Sedimentscholle hervorgegangen. Was auch die ursprüngliche Natur derselben gewesen sein mag, jedenfalls ist der hohe Natrongehalt auffallend, den der mehr als die Hälfte des Gesteins bildende *Albit* bringt. Dieser Reichtum an *Albit* ist übrigens, wie wir gesehen haben, vielfach charakteristisch für die mit den Amphiboliten unmittelbar in Kontakt stehenden Gesteine. Es scheint hier wie dort sich um Zufuhr von Natron von dem Eruptivgestein aus in das Nebengestein zu handeln. Ob dieser Vorgang der Kontaktmetamorphose oder späterer Umwandlung zuzuschreiben ist, soll weiter unten besprochen werden.

III. Binnenthal-Feldbach-Hohsandgletscher.

a) Der Amphibolitzug Breithorn bis Hohsandgletscher.

Verfolgt man den Südrand der Binner Bündnerschiefermulde vom Saffischpass weiter ostwärts, so findet man Spuren von Grünschiefereinlagerungen erst wieder am Südabhang des Breithorn auf dem Holiboden. Fernerhin treten sie zu Tage: bei Z' Binnen, bei der Binnabrücke in Schmidigenhäusern, an

¹⁾ Die Maximalauslöschungsschiefe in der Zone senkrecht zu 010 beträgt 15°, die Auslöschungsschiefe zur Zwillingsgrenze in Schnitten senkrecht zu $\alpha = 13^\circ - 15^\circ$.

der Einmündung des Lochgrabens und des Lauigrabens in die Binna bei Giessen und bei Kehlmaten ob Im Feld, wo sie als schroffe grüne Wand den steilen Weidenkamm krönen.

Wahrscheinlich bilden die Grünschiefer auf dieser Strecke ein ziemlich kontinuierliches Lager in den Kalkschiefern im Hangenden der Trias, die bei Hofji in einem Kalkbruch als weisse und bläuliche Dolomitmasse zutage tritt. Der beste Aufschluss in den Grünschiefern in der Sohle des Binnatales ist der im Lauigraben bei Giessen. Dieser Graben schliesst untenstehendes Profil auf (Fig. 6).

Zirka zwei Kilometer nordöstlich von Kehlmaten bei der alten Eisen-grube von Feldbach setzt wieder ein kontinuierliches Lager von steil süd-

Im Lauigraben bei Giessen

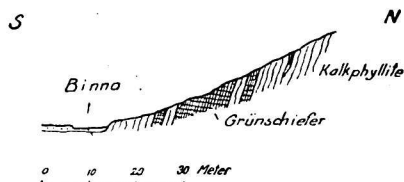


Fig. 6.

fallenden oder saigern Grünschiefern ein, die bis auf den hohen Kamm der Turbhörner sich verfolgen lassen. Auf dem Grat zwischen Turbengletscher und Mittlenberggletscher und weiterhin auf dem firnlagerten Felskamm der Strahlgräte werden sie wieder sichtbar, stets in zirka 150 m. Distanz begleitet von dem weissleuchtenden Dolomitbände der Trias.

In der Strichrichtung dieses Zuges liegen die Grünschiefer am Blindenhorn, die höchst wahrscheinlich unter dem Gletscher mit denen der Strahlgräte sich verbinden.

Die Mächtigkeit der Grünschiefer vom Breithorn bis zu den Strahlgräten schwankt zwischen 1—15 Meter. An manchen Stellen trennt sich der sonst einheitliche Zug in mehrere Teillager und Linsen. So z. B. im Lauigraben (Fig. 6).

Der petrographische Charakter der amphibolitischen Grünschiefer des ganzen Zuges ist ein eintönig gleichförmiger. Die Hauptmasse derselben ist äusserst fein geschiefert. In selteneren Fällen, namentlich im Zentrum grösserer Anschwellungen des Lagers ist die Parallelstruktur weniger ausgeprägt. Auf dem Hauptbruch des feinschiefrigen Gesteins bemerkt man einen dunkel bläulich-grünen, seidengänzenden Filz von Hornblendenadeln. Der Querbruch weist einen Wechsel von äusserst feinen dunkleren, hornblendereichen und hellern feldspatreichen Schichtchen auf, die oft in zierlichster Weise gefältelt sind. Je ein Schichtchen enthält die ausgewalzten Umwandlungsprodukte eines einzelnen ursprünglichen Gemengteiles. Bei primär grobkörnigerem Gestein nehmen die Schichtchen an Dicke zu, so namentlich im Zentrum mächtigerer Lager.

Der Mineralbestand entspricht dem der Grünschiefer vom Saflischpass. Hauptbestandteil ist dieselbe bläulich-grüne *Hornblende* entweder in zusammenhängenden Komplexen auftretend oder als isolierte Kryställchen, die dann deutlich von Prisma und beiden Pinakoiden begrenzt sind. Die Hornblende ist eingebettet in einer glashellen „Grundmasse“ von *saurem Plagioklas* und etwas *Quarz*. In wechselnden Mengen finden sich daneben *Epidot*, der, wenn reichlich vorhanden, das sonst weisse Albit-Quarzmosaik gelblich färbt, ferner *Biotit*, *Zoisit*, *Pyrit*, *Titaneisen* und mit grosser Regelmässigkeit *Rutil*. Dieser bildet gelbe Körner und begleitet dann häufig das Eisenerz oder er ist in wohlbegrenzten Kristallsäulchen ausgebildet, die oft zierliche Zwillingsbildungen aufweisen. Es wurden beobachtet: knieförmige Zwillinge nach 101 und herzförmige Zwillinge nach 301.

An der Peripherie der kompakten Grünschieferlager stellen sich häufig gebänderte Gesteine ein, die einen vielfachen Wechsel zeigen von hornblende-reichen oder häufiger noch von biotit- und chloritreichen dunkelfarbigem Schichtchen mit hellern Schichtchen die hauptsächlich aus Calcit, Albit, Quarz und Epidot bestehen, nur in geringen Mengen auch Hornblende, Chlorit, Biotit und Muscorit sowie etwas Rutil und stellenweise auffallend viel Pyrit führen. Auf diese Weise wird gewissermassen ein allmählicher Übergang von den Grünschiefern zu den Kalkphylliten vermittelt und man erhält den Eindruck, es habe eine Mischung des Materials beider Gesteine stattgefunden, die man sich wohl in der Form von Tuffbildungen erklären kann.

Am Fuss des Hölzlihorns, wo die Grünschiefer die bedeutendste Mächtigkeit erreichen, finden sich darin rundliche Einschlüsse von grobkrySTALLINEM Marmor und Epidotgesteinen.

Die Spuren, die auf den ursprünglichen Charakter der Grünschiefer hinweisen sind recht spärlich. Dazu gehört namentlich das Anwachsen der Korngrösse im Zentrum der mächtigeren Lager, sowie die Einschlüsse. Trotzdem steht es ausser Zweifel, dass wir es mit extremen Umwandlungsprodukten diabasartiger Eruptivgesteine zu tun haben, was sich namentlich aus der Untersuchung der Grünschiefer bei Tschampigenkeller und am Banhorn ergeben hat.

b) Der Topfstein am Gandhorn.

Im stratigraphischen Niveau der Grünschiefer findet sich am Gandhorn, etwa 500 m. südwestlich von Feldbach, und somit vom Anfang des amphibolitischen Grünschieferzuges entfernt eine Linse von sog. Topfstein oder Ofenstein im Kalkschiefer eingeschlossen.

Das Gestein besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von *Talk* und *Antigorit*. Der *Talk* füllt häufig die Zwischenräume zwischen den grössern idiomorph ausgebildeten *Antigorit*blättchen aus. Dazu gesellt sich etwas *Eisenerz* und zahlreiche bis zu 1 cm. Grösse anwachsende Einsprenglinge von *Magnetit*.

Makroskopisch stellt sich diese Mineralkombination als eine bald grünere bald grauere „Grundmasse“ dar (je nach dem Vorwalten von *Antigorit* oder *Talk*), mit gelben spiegelnden Einsprenglingen.

Das Auftreten derartiger kleiner Linsen von Magnesiagesteinen in Begleitung der amphibolitischen Grünschiefer, wie wir es ja auch in der Gantermulde kennen, findet seine Erklärung in dem Pikritvorkommen am Safischpass.

IV. Banhorn.

a) Spezielle geologische Beschreibung.

Die bedeutendste Entwicklung im ganzen Gebiet östlich von der Simplonstrasse erlangen die Grünschiefer am Banhorn. Sie bilden einen grossen Teil seines südwestlichen Abhanges gegen das Ostende des Hohsandgletschers hin.

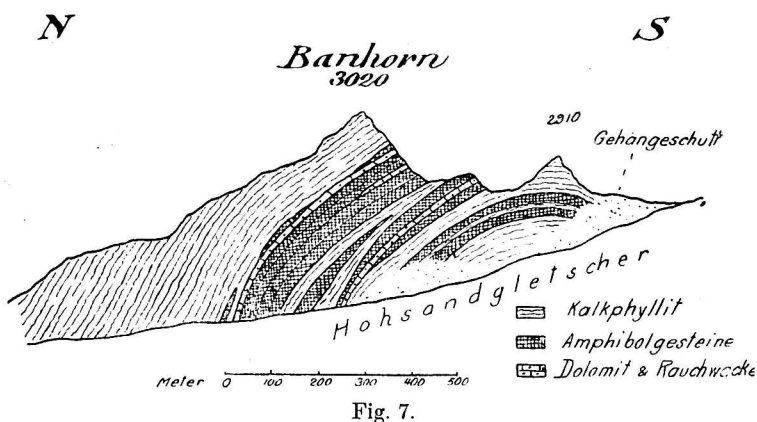


Fig. 7.

Besonders schön sieht man die dunkelgrünen Massen bei guter Beleuchtung vom Gipfel des Hohsandhornes aus. Von dort aus habe ich sie entdeckt. Sie erscheinen als ein Gewölbe, das unter dem Banhorngipfel und Punkt 2910 sich wölbt.

In Fig. 7 sind ihre geologische Situation, die ich auf S. 6 kurz skizziert habe, sowie die Lagerungsverhältnisse zur Darstellung gebracht.

Nirgends im Simplongebiet tritt der Eruptivgesteins-Charakter der Grünschiefer so augenfällig hervor wie am Banhorn. Einige Lager entbehren jeglicher Parallelstruktur und erscheinen als massige richtungsloskörnige Eruptivkörper. Schlierenartige Ausbildung und Gangbildungen vollenden das eruptive Gepräge.

Steigt man in dem Bett des Wildbaches an, der vom Westabhang des Banhorns zum Ende des Gletschers hinunterfließt, so trifft man unter steil nordfallenden Kalkphylliten zunächst auf einen 15—20 m. mächtigen Komplex von feinkörnigen, einheitlich dunkelgrün gefärbten Schieferen. Dann folgen in mehrfachem

Wechsel Kalkschiefer und Grünschiefer, dazwischen Rauchwacke und Marmor in der Reihenfolge, die obenstehende Skizze Fig. 8 angibt.

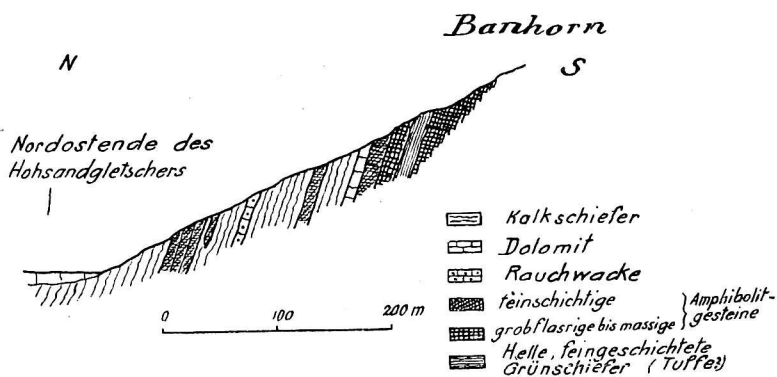


Fig. 8.

Unter dem Marmor beginnt ein mächtiger Komplex von Grünschiefern. Sie sind meist recht grobkörnig. An der Grenze gegen das Nebengestein stellen sich jedoch feinkörnigere Varietäten ein, die in ihrem Gesteinscharakter identisch sind mit den kleineren, isoliert in den Kalkschiefern liegenden Grünschieferlagern. Bemerkenswert sind die Beziehungen zwischen grobkörnigem und feinkörnigem Grünschiefer. Die beiden Abarten sind schlierenartig ineinander gemengt. An einigen Stellen, so am Westabhang des Gipfels Punkt 2910, bildet das feinkörnige Gestein Gänge im grobkörnigen. Die recht scharfen Grenzen beider verlaufen diskordant zur Schieferung.

Ich beschreibe im folgenden die wichtigsten Gesteinstypen, die in der Grünschiefermasse des Banhorns sich finden.

b) Resultate der petrographischen Untersuchung.

1. Als grobkörnigen Gabbroamphibolit

kann man das Gestein bezeichnen, das die Hauptmasse der zentralen Teile des Lagers ausmacht.

Der auffallendste Bestandteil ist dunkelgrüne *Hornblende* mit Pleochroismus α = hellgelblich bis farblos, β = grün, γ = bläulichgrün und 16° — 17° Auslöschung auf 010. Die Hauptmenge bildet bis über centimetergrosse, einheitlich spaltende Putzen, die keine Kristallbegrenzung, aber hie und da einheitliche Zwillingbildung zeigen. An der Peripherie, die in der Regel etwas dunkler

gefärbt ist, fasern die Putzen in viele einzelne Hornblendestengel aus — die Hornblende wird „schilfig“ —, so dass typische Garbenstruktur entsteht. Mit der Isolierung der einzelnen Hornblendenadeln geht die Vervollkommenung der Krystallbegrenzung Hand in Hand.

Die Hornblendeputzen liegen in weisser bis gelblicher Zwischenmasse, die wesentlich aus Feldspat und Epidot besteht. Die wasserklaren Feldspatkörner zeigen recht selten Zwillingsbildung. Ihre Bestimmung führt auf *Oligoklasalbit*¹⁾ mit etwas über 90 % Albitmolekül.

Epidot fehlt fast nie. Stellenweise übertrifft er an Menge selbst den Plagioklas. In der Regel sind es rundliche Körner, die oft starke Abnahme der Doppelbrechung gegen die Peripherie hin zeigen. *Biotit* erscheint gelegentlich zwischen die Spaltflächen der Hornblende eingewachsen. *Titanmineralien* kommen in zweierlei Gestalt vor. In dem wenig oder gar nicht geschieferten, massigen Gabbroamphibolit findet sich *Titanit* in der Form feinkörniger, leukoxenartiger Fetzen. Nur hie und da gestatten etwas grössere, einheitlich orientierte Partien die sichere optische Bestimmung. Dagegen fand ich in einem mehr faserigen Gestein ausschliesslich *Rutil* in länglichen Körnern oder kleinen, schlanken Kristallnadeln, die oft Zwillinge bilden. Da die feingeschieferen Grünschiefer des Binnentales durchwegs *Rutil*, nicht *Titanit* enthalten, liegt die Vermutung nahe, dass bei starker dynamischer Umwandlung des Gesteins *Rutil* statt, oder aus *Titanit* sich entwickelt. Ganz gleich verhalten sich die Titanmineralien in den Grünschiefern am Safischpass (vgl. S. 11, 3).

Die chemische Zusammensetzung eines für die Hauptmasse des Vorkommens charakteristischen, massigen Gesteines mit mässigem Epidotgehalt ist folgende²⁾:

Si O ₂	=	48,30 %	Mg O	=	7,05 %
Ti O ₂	=	1,25 "	Ca O	=	12,01 "
Al ₂ O ₃	=	16,55 "	Na ₂ O	=	2,86 "
Fe ₂ O ₃	=	2,51 "	K ₂ O	=	0,76 "
Fe O	=	6,84 "	H ₂ O	=	1,70 "
Mn O	=	Spur	Summa	=	99,83 %

¹⁾ Da Zwillinge fehlen ist die Bestimmung wesentlich auf Schnitte senkrecht zu den Risettrizen angewiesen. Die an 12 senkrecht zu c geschnittenen Körnern angestellten Messungen ergaben 6°—7° Auslöschungsschiefe, bezogen auf die Trace der Basis. Dieselben Werte stimmen auch für Andesin, doch scheint dessen Vorkommen hier im Hinblick auf die Feldspatarten der übrigen Grünschiefer unwahrscheinlich.

²⁾ Anal. Dr. Fr. Hinden.

Der chemische Bestand ist typisch der eines *Gabbro*. Die Analyse stimmt gut überein mit der des Olivingabbros vom Stortoppen bei Sulitelma¹⁾, dessen Diallag weitgehend in Hornblende umgewandelt ist. Auch die Typenformel $s = 53,3$; $a = 2$; $c = 4$; $f = 14$ stellt das Gestein zum Typus „Sulitelma“ nach Osann.

Was den primären Mineralbestand des Gesteines anbetrifft, so fragt es sich zunächst, ob die Hornblende schon anfänglich als Hornblende vorhanden war, oder aus Diallag hervorgegangen ist. Dass kompakte einheitlich spaltende Hornblendekomplexe vorhanden sind, spricht nicht unbedingt für ihren primären („protogenen“ nach Becke) Charakter. Geht doch in vielen Fällen die Umwandlung des Diallag zu fasriger Hornblende durch das Stadium einer kompakten, grünen Hornblende.²⁾ Auch scheint mir die völlige Umkristallisation der übrigen Gemengteile für die sekundäre Natur der Hornblende zu sprechen. Bei besonders wohl erhaltener massiger Struktur erscheinen nun freilich die Hornblendekomplexe gelegentlich in deutlicher Stengelform, wie sie Diallag wohl kaum zeigt, so dass man den Eindruck erhält, es sei Hornblende gewesen, die die ursprüngliche Struktur bedingte. Am wahrscheinlichsten erscheint mir demnach, dass die fasrige und die kompakte grüne Hornblende zum grossen Teil aus einer primären braunen Hornblende hervorgegangen seien. Alle Umwandlungsstadien von primärer brauner Hornblende zu kompakter grüner und endlich zu schilfiger, wirrstengeliger Hornblende konnte G. Williams konstatieren an den Grünsteinen des „Gabbro Ridge“ an den untern Quinnesec-Fällen des Menominee-Flusses.³⁾ Auch R. W. Schäfer⁴⁾ beschreibt analoge Umwandlungen aus dynamo-metamorphem Hornblendediorit des basischen Gesteinszuges von Ivrea: Die braungrüne Hornblende verwandelt sich in eine grüne (als Aktinolit bezeichnete) Hornblende von schwächerer Färbung und geringerer Doppelbrechung mit demselben Pleochroismus wie die der Simplon-grünschiefer.

2. Granatamphibolit.

In einigen Lagen der Hauptgrünschiefermasse stellt sich als weiterer Gemengteil *Granat* ein. Er bildet häufig nesterweise zusammengescharte rot-braune Körner, v. d. L. schmilzt er zu schwarzer, stark magnetischer Masse; demnach steht er dem Almandin nahe.

¹⁾ *Sjögren*: Geol. Fören. Förh. 18. 1896.

²⁾ *G. Williams* l. c. S. 72.

³⁾ *G. Williams* l. c. S. 77.

⁴⁾ *R. W. Schäfer*: Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallonetales (Tschermafs. min. u. pet. Mitt. Bd. 17. 1898. S. 508).

Die Struktur dieser Granatamphibolite ist entweder ganz massig, richtungslos; dann bildet die Hornblende grössere zusammenhängende, einheitlich orientierte Komplexe, die nur am Rande ausfasern, ganz wie in den oben beschriebenen Gabbroamphiboliten, oder aber es tritt Parallelstruktur ein, dann löst sich die Hornblende in lauter isolierte Säulchen auf (schilfige Hornblende).

Mit dem Auftreten des Granates parallel gehen auch Änderungen im Charakter der übrigen Gemengteile der Grünschiefer. Die Hornblende erscheint dunkler gefärbt und der Feldspat zeigt häufigere Zwillingbildung. Die optische Bestimmung führt auf nahezu reinen Albit.¹⁾ Sowohl die dunkle Farbe der Hornblende als auch der geringe Anorthitgehalt des Plagioklas weisen darauf hin, dass der Kalk hier wesentlich an Epidot und zum Teil wohl auch an Granat gebunden ist, wodurch in der Hornblende der Eisengehalt im Plagioklas der Albitgehalt angereichert wird.

Neben wechselnden Mengen von *Epidot* enthält das Gestein ausser den genannten Gemengteilen hie und da auch *Biotit*. Das Verhalten der titanführenden Mineralien ist sehr merkwürdig. Es kommen vor: entweder titanhaltige Eisenerze (Ilmenit oder Magnetit) allein, oder Erze mit Rändern feinkörniger Leukoxenaggregate, oder endlich grössere einheitliche orientierte Körner von Titanit ohne Erze. Man erhält den Eindruck, dass dies drei Stadien seien einer fortschreitenden Umwandlung der titanhaltigen Erze zu Titanit unter Resorption des Eisengehaltes zu gunsten anderer Gemengteile. Es liesse sich denken, dass diese Umwandlung Hand in Hand gehe mit der dynamischen Umformung des Gesteins. Dass dies aber nicht in allen Fällen zutrifft, zeigen die in vorliegenden Gesteinen beobachteten Erscheinungen. In einer Granatamphibolitvarietät, in der die Hornblendekomplexe gänzlich in fasrige Hornblende umgewandelt sind und ausgeprägte Parallelstruktur sich einstellt, erscheinen die Erze ganz intakt, während sie in andern Varietäten bei wohl erhaltener massiger Struktur starke Leukoxenränder aufweisen oder völlig in Titanit umgewandelt sind. Auch trafen wir ja in den oben beschriebenen Gabbroamphiboliten bei wohl erhaltener massiger Gesteinsstruktur nur Titanit (Leukoxen) ohne Reste von Erzen.

Dagegen lässt sich ein anderer Zusammenhang deutlich nachweisen: Titanit an Stelle der titanhaltigen Erze tritt stets in den Gesteinen auf, die reichlich Epidot enthalten, während Erze ohne, oder mit geringer Leukoxenbildung dort sich finden, wo Epidot im Gestein fehlt.

¹⁾ Schnitte mit senkrechtem Austritt von a zeigen 15° Auslöschungsschiefe bezogen auf die Trace von 010, solche mit senkrechtem Austritt von c $17\frac{1}{2}^{\circ}$ bezogen auf 001.

Offenbar liegen hier beachtenswerte Erscheinungen der chemischen Gleichgewichtszustände zwischen den einzelnen Gesteinsgemengteilen vor, die aber in ihrer komplizierten Gesamtheit der Beziehungen vorläufig sich nicht vollständig überblicken lassen. Nur so viel scheint mir aus dem Beobachteten deutlich hervorzugehen, dass das Auftreten des Epidots die Resorption eisenoxidischer Verbindungen aus andern Gemengteilen mit sich bringt.

3. Amphibolitschiefer.

In den randlichen Teilen der Hauptgrünsteinmasse sowie in einzelnen kleinen Lagern in den Kalkphylliten zerstreut finden sich (vgl. S. 21, sowie Fig. 8) feinkörnige, streng parallel struierte Grünschiefer. Sie bestehen vorwiegend aus bläulichgrünen Hornblendenadeln, die durch ihre Parallelanordnung dem Gestein eine ausgeprägte Streckung verleihen. Zwischen der Hornblende liegen langgestreckte Linsen des Feldspatmosaiks.

Das einzige Titanmineral ist *Rutil*, wie überall in den feinschiefrigen Arten der Grünschiefer. Der Kieselsäuregehalt des Gesteins ist 46,49 $\frac{0}{0}$, der Eisenoxydulgehalt 9,24 $\frac{0}{0}$.

Die Amphibolitschiefer sind also etwas kieselsäureärmer und eisenreicher als das Hauptgestein und können demnach wohl als dessen *basische Randfacies* betrachtet werden.

4. Hornblendeschiefer und Topfstein.

In den untern Lagen der Hauptgrünsteinmasse, unmittelbar westlich unterhalb des Passes zwischen Banhorn und Punkt 2910 finden sich Gesteine, die auf noch basischere Glieder unter den primären Gesteinstypen hinweisen, als die durch die Amphibolitschiefer repräsentierten:

a) *Hornblendeschiefer*, ein äusserst feinschiefriges, seidenglänzendes, wellig gefaltetes Gestein. Es besteht aus einem Gemenge von hellgrünem, stellenweise etwas chloritisiertem *Amphibol* und *Klinozoisit*. Der *Klinozoisit* zeigt eigenartig blaue Interferenzfarben. In seinem Kern schliesst er häufig *Epidot* ein. Ferner findet sich *Rutil* in skelettartig aneinander gereihten Körnern, die in der Schieferungsrichtung des Gesteins verlängert sind. Ein Mineral mit hohem Brechungsexponent und starker positiver Doppelbrechung, das in einzelnen Körnern oder kurzen Stengeln mit pyramidalen Enden auftritt und gerade Auslöschung aufweist, wurde als *Zircon* gedeutet.

b) *Topfstein*. Die Hornblendeschiefer sind an einer Stelle verknüpft mit eigentlichen Magnesiagesteinen, die die volkstümlichen Namen: Ofenstein, Topfstein, Giltstein, Lavezstein, Pierre ollaire führen.

Es sind graugrüne, schuppige, silberglänzende Gesteine mit Einsprenglingen von bräunlichen *Dolomit*kristallen. Die Hauptmasse besteht aus einem Gemenge von *Talk* und optisch positivem *Chlorit* mit kleinem Axenwinkel. Daneben findet sich *Magnetit* in wohl ausgebildeten Kristallen.

Das Gestein findet seine Analoga in den Topfsteinen vom Gandhorn (S. 19) und bei Visp.¹⁾ Dies spricht mit für die geologische Zusammengehörigkeit des ganzen Grünschieferzuges. Auch der Hornblendeschiefer vom Banhorn hat im „Amphibol-Klinozoisitschiefer“ der innern Nanzlücke²⁾ ein ganz entsprechendes Äquivalent.

5. Gangbildungen.

Die grobkörnige Hauptmasse der Gabbroamphibolite wird stellenweise von dunklern und hellern Amphibolgesteinen gangartig durchsetzt. Die dunklern Gänge entsprechen vollständig der feinschiefrigen Randfacies und sind wohl gleich dieser als basische Spaltungsprodukte des Magma aufzufassen.

Die hellen Gänge zeigen qualitativ dieselbe mineralische Zusammensetzung, wie das grobkörnige Nebengestein, stellenweise mit etwas Granat, sowie Pyrit und dessen Umwandlungsprodukten. Doch herrscht Epidot bedeutend vor, alle andern Gemengteile treten an Menge zurück.

Die chemische Analyse des Gesteins gibt folgendes Resultat³⁾:

Si O ₂	=	44,90 %	Ca O	=	10,05 %
Ti O ₂	=	0,31 "	Na ₂ O	=	2,35 "
Al ₂ O ₃	=	29,18 "	K ₂ O	=	0,85 "
Fe ₂ O ₃	=	5,91 "	Glühverl.	=	1,66 "
Fe O	=	3,28 "			
Mg O	=	2,41 "			Summa 100,90 %

Auffallend ist der ausserordentlich hohe Tonerdegehalt. Bei normalen Eruptivgesteinen kommt ein solcher nur vor, wenn nahezu das ganze Gestein aus basischem Plagioklas besteht wie bei den Anorthositen. Dies verlangt aber über 50 % Kieselsäure, passt also nicht auf unser „Ganggestein“. Bei analogen Proportionen der übrigen Gemengteile erreichen einen annähernd so hohen Tonerdegehalt einige Basalte.⁴⁾ Trotzdem ist der Tonerdegehalt als

¹⁾ *H. Preiswerk*: Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. (Verh d. Naturf. Ges. Basel. Bd. 15, H. 2, 1903, S. 298.

²⁾ l. c. S. 311.

³⁾ Anal. Dr. F. Hinden.

⁴⁾ Vgl. Plagioklasbasalt vom Baikalsee in: *Osann*: Analysen der Eruptivgesteine S. 219, Nr. 2184.

anormal anzusehen. Er muss durch stoffliche Umwandlung des ursprünglichen Eruptivgesteins bedingt sein. Verglichen mit dem umgebenden Gabbroamphibolit fällt die vorgeschrittene Oxydation des Eisens auf, die auf oxydierende Zersetzungserscheinungen hinweist. Derartige Umwandlungen sind vermutlich durch die in den Gesteinsklüften zirkulierenden Dämpfe oder Thermalwässer hervorgebracht worden. Als Stütze für die Annahme kann der im Pyrit gebundene Schwefelgehalt angesehen werden, der dem Nebengestein fehlt.

6. Tuffe?

Zwischen die obere Lager der Gabbroamphibolite eingeschaltet, treten hellgrüne, scharf geschichtete Gesteine auf. Die Schichtchen bestehen aus weissen und grünen Lagen von Millimeter- bis Centimeterdicke. Einige Lagen sind reich an eiförmigen Calcitknauern, die, herausgewittert, wie Mandelräume aussehende Höhlungen hinterlassen.

Das Gestein besteht aus einem Gemenge von saurem Plagioklas, Quarz, grüner Hornblende, Klinozoisit und Epidot, die durch den Wechsel ihrer relativen Menge die verschiedene Farbe der einzelnen Schichtchen bedingen. Zu diesen Hauptgemengteilen tritt noch Titanit, ferner stellenweise Biotit, in sehr grossen einschlussreichen Kristallen sog. „Porphyroblasten“.¹⁾ Die Glimmer tafeln liegen meist geneigt zur Schichtebene.

Die grosse Ähnlichkeit im Mineralbestand mit den umgebenden Gabbroamphiboliten, mit deren Struktur dieses zweifellos ursprünglich geschichtete Gestein gar nichts gemein hat, lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass tuffartige Bildungen von demselben Material, aus dem die Grünschiefer bestehen, vorliegen, also etwa Diabastuffe, die teilweise mit den Sedimenten der Trias gemengt sein mögen.

V. Tschampigenkeller.

a) Spezielle geologische Beschreibung.

Die Teilmulde der Bündnerschiefer, die vom untern Safischthal an ostwärts, am Südrand der Binner Hauptmulde sich hinzieht, führt in gleicher Weise wie diese im südlichen, umgekippten Muldenschenkel mehrere Linsen von Grünschiefern. Bei Tschampigenkeller, am Weg über den Albrunpass, der vom Binnental über die Schweizergrenze nach der Alp Devero führt, durchschneidet die Binna ein grösseres Lager solcher Gesteine, das auf zirka 1½ km. aufgeschlossen ist.

¹⁾ F. Becke l. c. S. 47.

Auch hier liegen die Grünschiefer stratigraphisch über dem Grenz-
marmor der Trias, von ihr durch wenig mächtige Schichten von granatführenden
Bündnerschiefern getrennt. Tektonisch liegen die Grünschieferlinsen von
Tschampigenkeller unter der Trias und der darauf ruhenden überschobenen
Gneissantiklinale des Ofenhorns, wie dies durch beistehendes Profil dargestellt

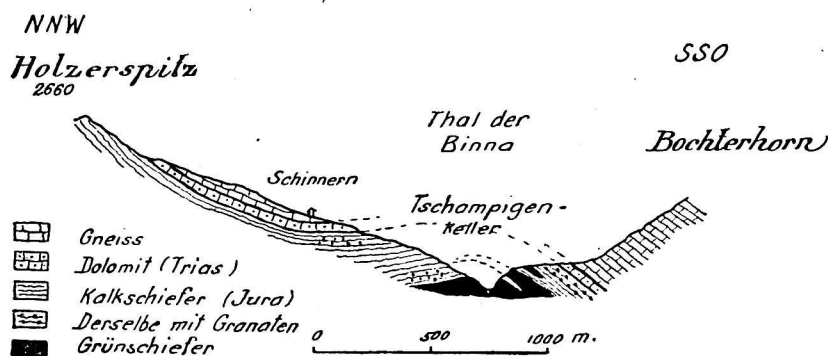


Fig. 9.

ist. Es sind mehrere Grünschieferlinsen vorhanden, die im westlichen Teil mehr
isoliert liegen, gegen Osten sich zusammenscharen zu einem einheitlichen Komplex.
Hier ist auch die Struktur zum Teil völlig richtungsloskörnig und die Gesteine
treten als massige Klippen zu Tage. Während im östlichen Teil die „Grün-
schiefer“ den Kern einer flachen, sekundären Antiklinale bilden, treten sie im
Westen in mehreren gleichsinnig südwärts einfallenden Linsen auf, übereinstim-
mend mit den hier wieder isoklinal aufgerichteten Kalkschiefern. Der Übergang
von der einen zur andern Lagerungsart ist sehr abrupt und wird offenbar bedingt
durch die nordwärts Tschampigenkeller einsetzenden überschobenen Gneissmassen.

b) Resultate der petrographischen Untersuchung.

Der Haupttypus der Gesteine von Tschampigenkeller ist dem der Ban-
horngesteine mineralogisch und strukturel analog. Er kann als

1. Gabbro-Diorit-Amphibolit

bezeichnet werden. In ganz massigen Varietäten hat die *Hornblende* auch
hier schöne Garbenstruktur. Ihre Auslöschungsschiefe auf 010 wurde zu
durchschnittlich 18° bestimmt. Der mittlere Brechungsexponent ist $1,6325$.
Das spezifische Gewicht beträgt $2,975$. Zur chemischen Untersuchung isolierte
ich die Hornblende durch kombinierte Trennung mit schweren Flüssigkeiten
und dem Elektromagneten. Ihre chemische Zusammensetzung ist folgende¹⁾:

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

Si O ₂	=	47,80 %	Mg O	=	13,65 %
Al ₂ O ₃	=	10,28 "	Na ₂ O	=	1,28 "
Fe ₂ O ₃	=	2,42 "	K ₂ O	=	0,64 "
Fe O	=	11,02 "	Glühverl.	=	2,28 "
Ca O	=	12,20 "	Summa	=	101,57 %

Das Mineral ist zur gemeinen Hornblende zu stellen. Jedoch zeigt die Berechnung, dass der Kalkgehalt gegenüber Mg O und Fe O grösser ist, als dem Verhältnis im Aktinolitmolekül entspricht. Es muss daher eine Beimischung von zirka 15 % an Richteritmolekül angenommen werden.

Der *Plagioklas* wurde in Schnitten senkrecht zur positiven Bissectrix (c) bestimmt. Acht Messungen der Auslöschungsschiefe bezogen auf die Spaltrisse von 001 gaben im Mittel 7°. Dieser Wert bestimmt den Feldspat als *Oligoklas-Albit* mit etwas über 90 % Albitmolekül, übereinstimmend mit den an den Plagioklasen der Gesteine vom Banhorn gemachten Beobachtungen.

Eine chemische Analyse des Plagioklas wurde ausgeführt an Material, das durch Touletsche Lösung getrennt worden war und noch ganz kleine Mengen von Hornblende beigemischt enthielt.

Das Resultat ist folgendes (sub I)¹⁾:

I		II		I		II	
Si O ₂	= 62,49 %	62,96 %		Mg O	= 0,35 %	—	
Al ₂ O ₃	= 22,70 "	23,08 "		K ₂ O	= 1,00 "	1,01 %	
Fe ₂ O ₃	= 0,50 "	0,12 "		Na ₂ O	= 8,52 "	8,72 "	
Ca O	= 4,31 "	4,11 "		Summa	99,87 %	100,00 %	

Aus der Magnesia wurde die Menge der beigemischten Hornblende berechnet und abgezogen. Daraus ergibt sich die chemische Zusammensetzung des Plagioklas, wie sie sub II auf 100 % umgerechnet angegeben ist. Es ist die des *Oligoklas* mit 80,5 % Albitgehalt. Gegenüber der optischen Bestimmung weist also die chemische Analyse auf einen etwas basischeren, um zirka 10 % an Anortitmolekül reicheren Plagioklas hin.

Der Grund hierfür scheint mir folgender zu sein: Unter den sekundär entstandenen Grünschiefer-Plagioklasen, die in ihrer Zusammensetzung etwa zwischen Albit und basischem Oligoklas schwanken dürften, sind es nur die sauren, die zu grössern Individuen auswachsen. Nur sie sind daher der optischen Bestimmung leicht zugänglich. Die Tendenz der Plagioklase dynamometamorpher

¹⁾ Analyse von H. Preiswerk.

Gesteine in saure Typen, vor allem Albit umzukristallisieren, lässt sich nach Becke¹⁾ theoretisch aus dem Volumgesetz begründen. Damit stimmen auch meine Beobachtungen an Grünschiefern der Alpen, dass da, wo grosse sekundäre Plagioklasindividuen sich entwickeln, dieselben dem reinen Albit nahestehen.

Von den Gabbroamphiboliten am Banhorn unterscheiden sich die Amphibolite von Tschampigenkeller etwas durch höhern Gehalt an *Biotit*. Dieser ist häufig in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung von Titanitkörnern.

Ferner lässt sich auch *Quarz* als Gemengteil in dem glashellen Feldspatmosaik nachweisen.

Das Titanmineral ist auch hier *Titanit* bei richtungsloser Gesteinsstruktur, dagegen *Rutil* bei ausgeprägter Parallelstruktur.

Die chemische Zusammensetzung desjenigen Gesteins, aus dem die Hornblende und der Feldspat analysiert wurden, ist folgende²⁾:

Si O ₂	=	51,29 %	Ca O	=	9,79 %
Ti O ₂	=	2,16 "	Na ₂ O	=	4,72 "
Al ₂ O ₃	=	15,21 "	K ₂ O	=	1,45 "
Fe ₂ O ₃	=	0,91 "	H ₂ O	=	0,72 "
Fe O	=	6,55 "	Summa	=	100,59 %
Mg O	=	7,79 "			

Das Gestein ist noch zum Gabbro zu zählen. Seine Werte in der Osannschen Gesteinsformel sind: $s = 55,51$; $a = 3,5$; $c = 2$; $f = 14,5$. Danach kann es etwa zum Typus „Côte St. Pierre“³⁾ gestellt werden. Verglichen mit dem Gabbroamphibolit vom Banhorn (S. 22) ist der von Tschampigenkeller etwas saurer und neigt in jeder Beziehung mehr zu den Dioriten hin.

2. Randfacies und Kontaktgesteine.

a) Oft finden sich auf der Grenze der Gabbrolinsen und der Kalkschiefer, namentlich im Bach, der bei Punkt 1884 in die Binna mündet, hellgrüne, feinkörnige, massige aplitähnliche Gesteine. Gelegentlich sind sie begleitet von hellgrünen Amphiboliten, die durch Hervortreten heller, hornblende-arter Flecken porphyrtartige Struktur erhalten.

Das mikroskopische Bild der aplitartigen Gesteine ist folgendes: Isolierte Hornblendestengel und Glimmerblättchen in relativ wechselnden Mengen liegen

¹⁾ l. c. S. 26 und 27.

²⁾ Analyse von H. Preiswerk.

³⁾ A. Osann, l. c. Schluss S. 419.

zerstreut in einem glashellen Mosaik von Plagioklas und Quarz. Dazu gesellt sich *Zoisit* in kleinen Körnern, *Granat*, *Titanit*, *Zirkon* und nesterweise *Calcit*, sowie etwas *Eisenerze*. Der Feldspat zeigt reichlich Zwillingsbildung. Er wurde als *Albit*¹⁾ bestimmt.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat²⁾:

Si O ₂	=	59,50 %	Ca O	=	6,71 %
Ti O ₂	=	0,41 "	Na ₂ O	=	7,48 "
Al ₂ O ₃	=	16,93 "	K ₂ O	=	0,89 "
Fe ₂ O ₃	=	1,04 "	C O ₂	=	3,61 "
Fe O	=	1,53 "	H ₂ O	=	0,62 "
Mg O	=	1,10 "	Summe	=	99,82 %

Berechnet man die Kohlensäure auf *Calcit*, die Alkalien auf *Albit*, ferner aus der Magnesia die *Hornblende* und aus dem Rest des Kalkes das *Anortit*-molekül, so erhält man folgende Zahlen des mineralischen Bestandes:

75,82 %	Oligoklasalbit mit 92,2 % Albitmolekül,
4,95 "	<i>Hornblende</i> von der S. 29 angegebenen Zusammensetzung,
7,67 "	Quarz, sowie im Glimmer gebundene Si O ₂ ,
8,28 "	<i>Calcit</i> ,
2,48 "	Rest an Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Fe O als Bestandteile des Glimmers und Magnetits,
0,62 "	H ₂ O.
99,82 %	

Die Gesteinszusammensetzung lässt sich schwer mit der bekannter Eruptivgesteine identifizieren. Im ganzen ist sie eine dioritähnliche. Doch unterscheidet sich das Gestein vom normalen Diorit wesentlich durch den Natron- und den Eisengehalt. Andererseits sind gewisse Anklänge an die *Anorthosite* und ganz besonders an basischere aplitische Ganggesteine vorhanden.

Immerhin muss auch mit der Möglichkeit einer Stoffwanderung bei der Metamorphose gerechnet werden. Der als Carbonat ausgeschiedene Kalk spricht

¹⁾ 1. Die Maximalauslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 wurde zu 15½° gefunden bei gleichzeitigem Austritt der negativen Bissektrix.

2. Schnitte senkrecht zugleich zu 010 und zu 001 haben 12°—14° Auslöschungsschiefe im stumpfen Winkel 001:010.

3. Schnitte senkrecht zur positiven Bissektrix zeigen im Durchschnitt 20° Auslöschungsschiefe bezogen auf die Trace von 001.

²⁾ Analyse von H. Preiswerk.

für intensive chemische Umwandlung, die indessen nicht den Charakter der Verwitterung trägt, sondern der Metamorphose in den obersten Tiefenstufen. Die physikalischen Bedingungen der Umwandlung scheinen namentlich der Albitbildung besonders günstig gewesen zu sein, wodurch besonders das Natron im Gestein mag festgehalten worden sein.

Da auffallend hoher Natrongehalt wiederholt an der Peripherie der Grünschiefermassen beobachtet wurde, auch in ursprünglich sicher nicht eruptiven Gesteinen, erscheint es mir in diesem Falle nicht berechtigt, ohne Vorbehalt den jetzigen chemischen Bestand als Grundlage für die Klassifikation des ursprünglichen Gesteins zu nehmen.

b) Mit den beschriebenen aplitartigen Gesteinen zusammen findet man am östlichen Ende der Grünschiefermasse von Tschampigenkeller auf der Nordseite der Binna einen höchst eigenartigen, auffälligen Gesteinstypus, den man etwa als feldspatreichen porphyroblastischen Amphibolit bezeichnen kann.

In einem weissen bis schwach grünlichen Grundgewebe von sehr feinem Korn liegen bis über 1 cm. grosse, flache Hornblendetafeln und einige Biotitblättchen. Die Tafeln liegen in verschiedenen Richtungen, so dass das Gestein in eckige Stücke bricht, die von den Flächen der Hornblendetafeln begrenzt sind.

Die Hornblende zeigt dieselben Eigenschaften, wie die der übrigen Grünschiefer, dagegen, wenigstens in der Prismenzone, stets gute kristallographische Ausbildung. Die Tafelfläche ist das Orthopinakoid (100).

Auch der Bestand des Grundgewebes ist derselbe, wie in den benachbarten Amphiboliten: Saurer Plagioklas, Quarz, Epidot, Titanit, Calcit. Eisenerze fehlen.

Die Gesteinsanalyse gibt folgendes Resultat¹⁾:

Si O ₂	=	57,95 %	Ca O	=	10,45 %
Ti O ₂	=	0,62 "	Na ₂ O	=	5,31 "
Al ₂ O ₃	=	14,96 "	K ₂ O	=	0,91 "
Fe ₂ O ₃	=	0,87 "	C O ₂	=	2,10 "
Fe O	=	2,90 "	H ₂ O	=	1,03 "
Mg O	=	2,74 "	Summe	=	99,84 %

Dem chemischen Charakter nach stimmt das Gestein mit dem sub a) beschriebenen aplitartigen Gestein überein. Die Zusammensetzung ist wiederum eine dioritähnliche mit abnorm starkem Vorwalten der Plagioklas bildenden Elemente.

¹⁾ Analyse von Dr. F. Hinden.

Das Material ist, wenn auch wohl nicht ganz unverändert in seinem Bestand, höchst wahrscheinlich ursprünglich eruptiv. Ob es aber als wirkliches Eruptivgestein oder als Tuffbildung vorhanden war bleibt unsicher, da offenbar weder die jetzige Struktur noch der Mineralbestand mit denen des Muttergesteins irgend etwas gemein haben.

c) Ebenfalls der Grenzzone gehört ein *turmalinführendes Gestein* an, das am Weg nach Halsen eine vereinzelte ganz kleine Einlagerung in den Kalkschiefern bildet. Es ist hellgrün gefärbt und besteht aus einem feinkörnigen, gleichförmigen Gemenge von Albit, Quarz, grünen Diopsidkörnern und etwas Epidot. Das Gemenge ist stellenweise durchsetzt, von schwarzen Turmalinnadeln, die mehrere Centimeter Länge erreichen. In unmittelbarer Nähe der Turmalinkristalle verschwinden Diopsid und Epidot aus dem Grundgewebe, so dass die Turmalinnadeln von weissen Höfen umgeben sind, die bloss aus Albit-Quarzmosaik bestehen.

Durch seinen Diopsidgehalt steht das Gestein ganz einzig da unter den Gesteinstypen der Grünschiefer.

d) An dem Bach, der vom Holzerspitz in die Binna fliesst und in der Nähe des Punktes 1884 mündet, treten am Kontakt Gesteine auf, die fast ausschliesslich aus Albit und Calcit bestehen, völlig entsprechend den „*Albitschiefern*“ vom Saffischpass (vgl. S. 11).

3. Umwandlungserscheinungen längs Klüften.

Produkte bemerkenswerter Gesteinsumwandlungen lassen sich an dem steilen Südufer der Binna beobachten. An verschiedenen Stellen treten dort als vorspringende Rippen gangartige Bildungen aus dem Gabbroamphibolit hervor. Die Untersuchung zeigt, dass es längs einer Spalte umgewandelter Amphibolit ist.

Der normale, ziemlich biotitreiche Amphibolit geht gegen die Mitte der Rippe, wo in der Regel die Spalte aufsetzt, zuerst in ein braungraues biotithaltiges, dann in ein hellfarbiges, weiss- und grüngeflecktes, biotitfreies Gestein über. Dieses letztere namentlich bildet die hervorragende Rippe an der Oberfläche.

Den verschiedenfarbigen Gesteinen entsprechen folgende Umwandlungsvorgänge, die unter dem Mikroskop erkennbar sind: Zuerst stellt sich in der Hornblende Chloritbildung ein. Dann geht alle Hornblende in eine Pseudomorphose von Chlorit und Calcit über. Dieser Vorgang ist mit dem Verlust der grünen Gesteinsfarbe verbunden. Hierauf werden die Hornblendeumrisse zerstört, und es scharen sich Calcit einerseits und Chlorit anderseits in rund-

lichen Putzen zusammen. Der Biotit ist noch unverändert. Erst mit dem Übergang in das hellfarbige Gestein verwandelt sich der Biotit Blatt für Blatt in Chlorit, der die Form des Biotits beibehält. Zugleich schliessen sich die Calcitkörner zu einheitlich auslöschenden Partien zusammen, der aus der Hornblende hervorgegangene Chlorit kristallisiert zu rosettenförmigen Gebilden um. Der Plagioklas scheint sich anzureichern und wächst zu grössern Individuen aus. Die Umwandlung des Biotits in Chlorit ist mit reichlicher Ausscheidung von feinen Rutilnadeln verbunden. Ebenso bilden sich aus dem Titanit des Amphibolits feinverfilzte, dicht aussehende Polster von Rutilnadelchen, die dann im weitem Verlauf der Umwandlung wieder zu deutlichen Rutilkriställchen umkristallisieren.

Das Endprodukt der Umwandlung besteht dann aus Albit, Calcit, Chloritpseudomorphosen des Glimmers, rosettenförmigem Chlorit aus der Zersetzung der Hornblende, Quarz in idiomorphen Kristallen da, wo er an Calcit grenzt, Rutil, sowie nicht selten wohlausgebildete Pyritwürfel.

Ohne Zweifel ist die Umwandlung durch in den Spalten des Gesteins zirkulierende Wässer oder Dämpfe bedingt, die dem Gestein Kohlensäure und zum Teil auch Schwefel (Pyrit) zuführten. Ausserdem muss die Umwandlung mit relativer Anreicherung des Natrongehaltes und wahrscheinlich Verlust an Eisen verbunden sein. Der Kalk wurde wohl der ursprünglichen Hornblende entzogen, aber als Calcit zum grossen Teil festgehalten.

Für die Beurteilung der oben beschriebenen (S. 11 und 30 ff.) natronreichen und eisenarmen Randgesteine der Grünschiefermassen scheinen mir diese Umwandlungsvorgänge an den Klüften von Wichtigkeit zu sein, da sie Endprodukte liefern, die grosse Ähnlichkeit mit jenen Gesteinen besitzen, besonders in der reichlichen Albitbildung. Ich halte es daher für wahrscheinlich, dass bei der Bildung jener natronreichen Randzone ähnliche Umwandlungsprozesse mitgewirkt haben.

VI. Grünschiefer von M. Larone, Agarina, Alpe Loccia und Forcoletta.

a) Geologische Situation.

In den schmal ausgezogenen Muldenenden der Bündnerschiefer, die die Berggipfel der Gebirgskette auf der Ostseite des Antigoriotales durchschneiden (vgl. Fig. 1 zwischen Crevola und Sonnenhorn) treten von neuem wieder „Grünschiefer“ auf. Ihr Vorhandensein spricht mit für die Zusammen-

gehörigkeit der sie umschliessenden Kalkschiefer mit denen von Devero und Binn, von welchen sie einerseits durch die emportauchende Antigoriogneisskuppel, anderseits durch den überschobenen Ofenhorngneiss im Profil getrennt erscheinen.

Am Monte Larone südöstlich von Crodo (vgl. Fig. 1) liegen die Grünschiefer in verschiedenen Teilmulden übereinander. Sie werden von dem Wege, der von der Alp Ucelli nach der Alp Colmine führt, angeschnitten. Es sind Serpentin- und Talkgesteine sowie glimmerreiche Amphibolite.

Nördlich des Antigoriogneissfensters der Alp Colmine sind die Grünschiefer nur noch in einem einzigen Lager vorhanden, das von Agarina im Val Isorno nordwestwärts auf den Gebirgskamm ansteigt.

Bei Agarina unten treten massige, hellgrüne, grobkörnige Grünsteine auf, oben auf Alpe Loccia sind es dunklere glimmerreiche und intensiv geschieferte Gesteine. Bei der Passhöhe der Forcoletta, über die der Weg von Crodo im Antigoriotal nach Cimalmotto und Campo im Kanton Tessin führt, findet man nochmals eine kleine Linse im Kalkschiefer, deren Gestein ganz dem von Agarina entspricht.

b) Petrographische Beschreibung.

Grünschiefer vom Typus Pyroxengneiss.

Die massigen oder nur ganz grob parallel struierten Gesteine von *Agarina* und *Forcoletta* schienen mir besonders beachtenswert und interessant zu einem Vergleich mit den Grünsteinen der nördlichen Schieferzonen. Sie wurden daher eingehender untersucht.

Die dunkeln Gemengteile bestehen vorwiegend aus zeisiggrünem, *monoklinem* *Pyroxen*. Er zeigt nur nach ∞P deutliche Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist sehr schwach $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe auf 010 ($c:c$) geht gegen 45° . Mit Berücksichtigung seiner chemischen Zusammensetzung (vgl. S. 37) ist der Pyroxen zum *Salit* zu stellen. Sehr schön ist an diesen Pyroxenindividuen die von Becke „diablastisch“ genannte Struktur zu beobachten. Der *Salit* ist häufig in lose zusammenhängende, im Dünnschliff oft ganz abgetrennt erscheinende Körner aufgelöst, die jedoch alle in gewissem Umkreis einheitliche Orientierung besitzen und somit zu einem grossen Individuum gehören. Ganz gleich verhalten sich stellenweise die dazwischen gelagerten Individuen des farblosen Grundgewebes. Gelegentlich ist der Pyroxen begleitet von *Hornblende* sowie von *Biotit* in untergeordneten Mengen. Ferner heben

sich von dem farblosen Grundgewebe rautenförmige Durchschnitte von *Titanit* ab. Erze fehlen.

Eine gleichförmig körnige, weisse Zwischenmasse füllt den Raum zwischen den Pyroxenpartien. Sie ist aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: *Mikroklin*¹⁾ mit schöner Gitterstruktur, besonders ausgeprägt in dem Gestein von Agarina. Ferner in etwas kleinern Individuen: *Plagioklas* von der Zusammensetzung des *Oligoklasalbit*²⁾, Zwillingsbildung ist selten, so dass er oft nicht leicht vom *Quarz* zu unterscheiden ist, der in runden kleinen Körnern auftritt.

Ganz ähnlich wie Pyroxen und die Feldspäte so bringen auch Mikroklin und Plagioklas diablatische Struktur hervor, indem sie sich gegenseitig durchdringen. So kommt eine Art *Mikroklinperthit* zu stande. Die Tendenz zu gegenseitiger Durchdringung der Bestandteile macht sich auch in dem Auftreten *granophyrischer Verwachsung* von Quarz und Oligoklasalbit bemerkbar.

Als weitere farblose Gemengteile sind noch zu erwähnen *Calcit* und *Zoisitkörner*.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende³⁾:

Si O ₂	=	57,19 %	Ca O	=	12,35 %
Ti O ₂	=	0,93 "	Na ₂ O	=	2,67 "
Al ₂ O ₃	=	10,02 "	K ₂ O	=	3,30 "
Fe ₂ O ₃	=	1,76 "	H ₂ O	=	0,65 "
Fe O	=	3,23 "	CO ₂	=	1,71 "
Mn O	=	Spur			
Mg O	=	6,38 "	Summe	=	100,19 %

Berechnet man die Analyse unter Vernachlässigung von Glimmer und Hornblende auf Kalifeldspat, Oligoklasalbit, Calcit und Titanit, so erhält man als Rest die Bestandteile, die wesentlich in Pyroxen und Quarz enthalten sind. 8—9 % Si O₂ können nicht im Pyroxen gebunden, fallen also auf Quarz.

¹⁾ Ausser der Struktur bestimmt das Mineral als Mikroklin seinen Brechungsexponent, der durchwegs niedriger ist als der der andern farblosen Gemengteile, ferner der mikrochemische Nachweis von Kalium.

²⁾ Die maximale Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu 010 beträgt 9°. Ebenso 9° die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu a. Schnitte senkrecht zu 001 und 010 zeigen 10°—13° im stumpfen Winkel 001:010, was auf noch etwas höhern Albitgehalt hindeutet. Der Brechungsexponent wurde nach der Methode von Schröder van der Kolk (Tab. zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex) mit demjenigen von Aetylenbromid = 1,5378 verglichen. Dieser Wert liegt zwischen dem maximalen und dem minimalen des Feldspats, der demnach zum Oligoklasalbit (ca. Abs An₁) gehört.

³⁾ Analyse von Prof. M. Dittrich, Heidelberg.

Aus dem Rest ergibt sich die Zusammensetzung des Pyroxen, verunreinigt mit etwas Hornblende und Biotit zu rund:

Si O ₂	=	52 %	Mg O	=	16 %
Al ₂ O ₃	=	1 „	Ca O	=	19 „
Fe ₂ O ₃	=	4 „			
Fe O	=	8 „			100 %

Nach Abzug von Glimmer und Hornblende müsste namentlich Al₂ O₃, Fe₂ O₃ und Mg O noch etwas mehr zurücktreten.

Es liegt daher ein aluminiumarmer bis freier Pyroxen vor, der zur *Salit-Malakolithgruppe* zu zählen ist.

Die Deutung des ursprünglichen Gesteins bietet beträchtliche Schwierigkeiten. Aus der makroskopischen Struktur würde man auf ein grobkörniges Eruptivgestein schliessen. Allein Struktur und Mineralbestand sind sicher als sekundär zu betrachten und als primär höchstens die grobe Anordnung des Stoffes, die allerdings mineralisch etwas abweichende Lagen erkennen lässt. Namentlich wechseln hornblende- und glimmerführende Schichten mit solchen, die davon frei sind. Dass eruptives Material vorliege, macht die geologische Situation in hohem Grade wahrscheinlich.

Die chemische Zusammensetzung jedoch lässt sich kaum mit irgend einem Eruptivgestein identifizieren. Ein so beträchtlicher Gehalt an Alkalien, namentlich Kalium bei gleichfalls sehr hohem Kalk- und Magnesiagehalt und ganz niedriger Tonerde kommt nur etwa bei basischen Ergussgesteinen der Alkalireihe vor. Dafür ist aber der Kieselsäuregehalt zu hoch, der Eisengehalt niedrig. Bei saureren, dem vorliegenden Kieselsäuregehalt entsprechenden Gesteinen von ähnlichem Gehalt an Alkalien und Eisen ist die Tonerde stets in beträchtlich grösserer Menge vorhanden, Kalk dagegen in geringerer als im vorliegenden Falle.

Danach bliebe nur der Ausweg als ursprünglichen Bestand des Gesteins basisches, eruptives Material anzunehmen, das mit Quarz und Dolomit verunreinigt ist. Eine derartige Mischung könnte in Tuffen stattgefunden haben.

In ihrem Mineralbestand stimmen die Gesteine von Forcoletta und Agarina sehr wohl überein mit *Augitgneissen* des niederösterreichischen Waldviertels.¹⁾ Auch gibt Rosenbusch²⁾ Analysen von „Augitgneissen“ an, die manche gemeinsame Züge mit der oben mitgeteilten Analyse aufweisen.

¹⁾ F. Becke: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels (Tschermak. min. u. petr. M. 4, 1882, S. 365—387.

²⁾ Elemente 1901, S. 503.

c) Beziehungen zu den übrigen Grünschiefern des Simplongebietes.

Mit den Grünschiefern der nördlichen Bündnerschiefermulden vom Banhorn und Tschampigenkeller hängen die Gesteine von Forcoletta und Agarina ohne Zweifel genetisch zusammen. Doch unterscheiden sie sich von ihnen mineralogisch wesentlich durch den Gehalt an Salit und Mikroklin. In keinem Grünschiefervorkommen der nördlichen Zone habe ich diese Kombination der Gemengteile aufgefunden. Ihr Auftreten deutet auf veränderte Bedingungen der Gesteinsumwandlung. Pyroxen und Mikroklin sind typische Mineralien für die in grösserer Tiefe umgewandelten Gesteine.¹⁾

Diese Tatsache hat eine grosse Bedeutung im Zusammenhang mit der Tektonik der Gegend. Agarina und Forcoletta liegen in der Wurzelregion der mächtigen liegenden Falten, wo naturgemäss bei der Gebirgsbildung die Überlastung ein Maximum erreichte. Damit stimmt auch die petrographische Beschaffenheit der weit nach Süden ausgewalzten Mulden mesozoischer Schiefer überein. Denn gerade in den südlichen Muldentteilen, also gleichfalls in der Wurzelregion der Falten, zeigen diese Schiefer den höchsten Grad von Kristallinität.

¹⁾ Vgl. *F. Becke*: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer, Wien 1903, und *U. Grubenmann*: Die kristallinen Schiefer I, Berlin 1904, S. 60.



C. Zusammenfassung.

Die Grünschiefer des Simplongebietes treten in einem ziemlich eng begrenzten stratigraphischen Niveau auf, nämlich nahe der Basis der jurassischen Kalkschiefer. Ihre Anordnung im grossen zeigt eine gewisse Unabhängigkeit von der jetzigen tektonischen Gliederung.

Dem Material nach sind es Eruptivgesteine von basischem Charakter. Gewisse Begleitgesteine sind als vulkanische Tuffe gedeutet worden.

Die Rekonstruktion der ursprünglichen Gesteine führt auf folgende Gesteinsarten:

Gabbro-Diorit, Gabbro, Diabas, Dunit, Wehrlit, Pikrit.

Primäre Gesteinskomponenten sind selten. Es wurden als solche nachgewiesen: Diallagartiger Pyroxen in den Serpentinegesteinen von Visp, violett-bräunlicher Pyroxen in Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke. Vielleicht gehören hierher auch manche Eisenerze.

Häufiger sind Reste primären, eruptiven Charakters in Aufbau und Struktur der Gesteinsmassen erhalten. Davon sind zu nennen: das Auftreten in mehr oder weniger kurzen Linsen, das Führen von Einschlüssen, die Homogenität grosser Massen in jeder Richtung, die richtungsloskörnige Struktur, typische Diabasstruktur in den Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke, die Abnahme der Korngrösse gegen Einschlüsse, Schlierenbildung und Gänge etc.

Die chemische Analyse ist meist ausschlaggebend für die Erkennung des primären Gesteinscharakters, namentlich da, wo es sich um homogene Gesteinsmassen von einer gewissen Ausdehnung handelt.

Die Umwandlung der genannten primären Eruptivgesteine hat zu folgenden sekundären Gesteinstypen geführt: Ungeschieferter, massiger Amphibolit, Amphibolitschiefer, Granatamphibolit, Amphibolschiefer, Chloritamphibolit, Ovardit, Serpentinegesteine, besonders Antigoritserpentin, sowie mannigfaltige Talkgesteine, SerpentinTalkgesteine, Topfsteine etc.

Der aus den Gabbro- und Diabasgesteinen hervorgegangene sekundäre Mineralbestand ist recht gleichförmig. Es sind wesentlich folgende Mineralien:

Allgemein verbreitet ist ein zur *gemeinen Hornblende* zu zählender, bläulich-grüner Amphibol (S. 29), der in den wenig schiefrigen, massigen Amphiboliten, Pseudomorphosen nach primären Gemengteilen, wahrscheinlich Diallag und brauner Hornblende, bildet (vgl. S. 23). Die Pseudomorphosen verwandeln sich durch eine Zwischenstufe mit Garbenstruktur in fasrige Hornblende, die charakteristisch ist für die Amphibolitschiefer.

Stellvertretend für die Hornblende tritt *Chlorit*, oft Klinochlor ein. In den Ovarditen wird sie völlig durch ihn ersetzt unter Ausscheidung von *Calcit*. *Biotit* ist besonders häufig in den Grünschiefern von Tschampigenkeller.

Fast nie fehlt den Gesteinen der *Epidot*. Oft zeigt er ausgeprägte Schalenbildung, wobei die eisenreichere, stärker licht- und doppelbrechende Substanz den Rand bildet. Der Kern ist nicht selten *Klinozoisit*. Dieses Mineral findet sich besonders häufig und gut ausgebildet in den Grünschiefern von Visp und der innern Nanzlücke. Ein häufiger, aber an Menge nie bedeutender Begleiter, ist *Zoisit*.

Rotbrauner, dem Almandin nahestehender *Granat* ist auf einzelne Vorkommnisse am Banhorn beschränkt.

Von titanführenden Mineralien sind vorhanden: *titanhaltige Eisenerze*, die zum Teil primär sein mögen, *Titanit* als Leukoxenrand um Erze oder in selbstständigen Körnern, *Rutil* in Körnern oder ausgebildeten Kristallen, die oft zierliche Zwillingsbildungen zeigen. Die Ausbildung der Titanmineralien steht mit der Gesteinsstruktur in Zusammenhang derart, dass bei Erhaltung der körnigen Struktur Titanit auftritt, in intensiv geschiefertem Gestein aber ausschliesslich Rutil.

Die bisher aufgezählten Mineralien heben sich durch ihre Farbe oder durch ihre Lichtbrechung scharf ab von einem farblosen, glashellen, relativ schwach licht- und doppelbrechenden mosaikartigen Grundgewebe, das hauptsächlich aus *Plagioklas* und etwas *Quarz* besteht. Es sind saure Plagioklase, Mischungsglieder von Albit bis Oligoklas. Je grösser die Individuen ausgebildet sind, desto saureren Mischungen entsprechen sie in der Regel. Die in den Knauern der Ovardite enthaltenen, bis zu über Millimeter Grösse anwachsenden sekundären Feldspate stehen dem reinen Albit sehr nahe.

Eine von der gewöhnlichen ganz abweichende mineralogische Zusammensetzung haben die Grünschiefer von Agarina und Forcoletta (S. 34 und 35), deren Hauptbestandteile *Salit* und *Mikroklin* sind. Diese für die Metamorphose

in den tiefern Stufen charakteristischen Mineralien deuten darauf hin, dass an dieser Stelle die Gesteine einer maximalen Belastung ausgesetzt waren, eine Annahme, die in der Tektonik ihre volle Bestätigung findet.

Die Grünschieferlinsen sind an manchen Stellen ihrer Peripherie begleitet von eigenartigen Gesteinen, die im vorhergehenden als „Albitschiefer“, „Albit-Epidotfels“, „porphyroblastischer Amphibolit“ etc. beschrieben sind. Sie alle haben gemeinsam einen auffallend hohen Gehalt an Albit und damit an Natron. Offenbar liegen hier ganz ähnliche Bildungen vor, wie sie aus Diabaskontakten im Harz unter den Namen Spilosit, Desmosit und Adinol bekannt sind, mit denen unsere Gesteine mineralogisch im wesentlichen übereinstimmen.¹⁾

Die Bildung dieser Begleitgesteine der Grünschiefer halte ich nicht für eine Wirkung der primären Kontaktmetamorphose, sondern der später bei der Gebirgsbildung eintretenden allgemeinen Metamorphose (Regional- resp. Dynamometamorphose). Zu dieser Ansicht führt mich die Beobachtung von Umwandlungserscheinungen längs Klüften, die mitten durch die massigen Hauptlager der Grünschiefer ziehen. Auch diese Umwandlung, die sicher nichts mit der Kontaktmetamorphose zu tun hat, führt zu einer relativen Anreicherung von Albit im umgewandelten Grünschiefer. Die Adinolbildungen etc. an den Harzer Diabasen werden ja ebenfalls von manchen Forschern (Zirkel, Brögger) nicht primärer Kontaktmetamorphose, sondern einer spätern Umwandlung zugeschrieben.

Derartige Umwandlungsvorgänge, die zur Bildung sekundärer „Albitgesteine“ führen, sind indessen in den Alpen nicht nur auf die Grünschiefer beschränkt. Von grossem Interesse ist in dieser Beziehung ein sekundäres Albitchloritgestein, das C. Schmidt in Schichtfugen und Klüften der Eisenoolithschichten an der Windgällen im Kanton Uri beobachtet und seinerzeit beschrieben hat.²⁾ Hier handelt es sich um Neubildungen in lediglich regional-metamorphem Gebiet.

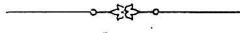
Die Albitbildung in derartigen sekundären Albitgesteinen ist vermutlich durch dieselben Faktoren bedingt, die die Ausscheidung des Albites in den Minerallagerstätten der Protogine bedingt haben, deren Bildungsweise von Joh. Königsberger³⁾ studiert worden ist. Dieser Forscher bringt jene Umwandlungsvorgänge mit der Faltung und Dynamometamorphose des Gesteins

¹⁾ Vgl. F. Zirkel, Lehrb. der Petrographie, 1894, S. 718.

²⁾ C. Schmidt: Über die Mineralien des Eisenoolithes an der Windgällen im Kanton Uri (Zeitschr. f. Kristallographie etc., XI, ⁵/₆, 1886, S. 602).

³⁾ Joh. Königsberger: Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. — Neues Jahrb. f. Min. B.B. XIV, 1901, p. 43—119.

in Zusammenhang. Auf Grund seiner Angaben (S. 98 und 99) lässt es sich sehr wohl erklären, dass in einem Gestein wie die Grünschiefer, das verschiedene Plagioklase enthält, durch eben diese Vorgänge eine Anreicherung des Albites eintritt: Der eventuell schon vorhandene Albit wird wenig angegriffen, während aus den Lösungen der zersetzten basischeren Plagioklase neuer Albit sich ausscheidet. Nehmen wir nun eine Wanderung der Lösungen nicht nur von Mineral zu Mineral, sondern auch von Gestein zu Gestein an, so ist damit lokal auch die Möglichkeit einer absoluten Anreicherung der Albitesubstanz und damit des Natrongehaltes im Gestein gegeben.



Publikationen der Schweizerischen geologischen Kommission.

Gedruckt auf Kosten der schweizer. Eidgenossenschaft.

1907.

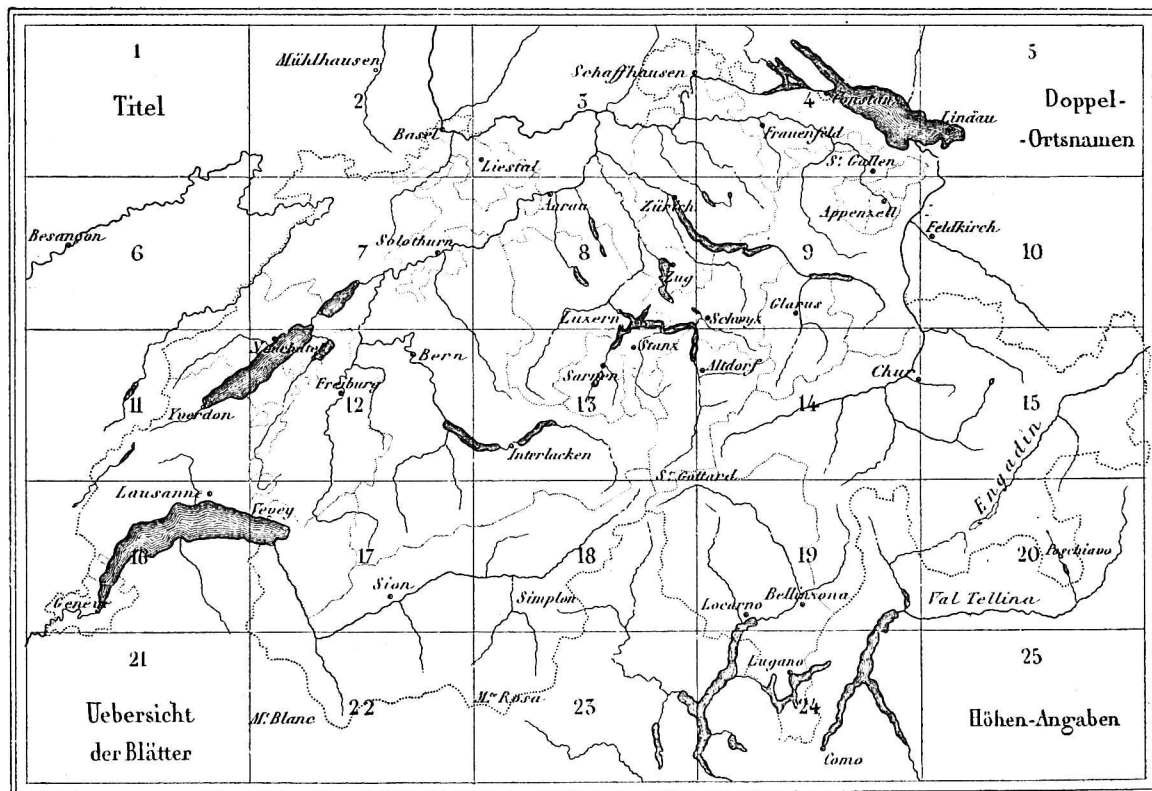
Sämtliche Publikationen hat die Buchhandlung **A. Francke** (vorm. Schmid & Francke) in **Bern** kommissionsweise im Verlag. Bestellungen können bei ihr direkt oder durch jede andere Buchhandlung gemacht werden. Bei grössern Bestellungen treten folgende Vergünstigungen ein:

- a) bei einer Bestellung von über Fr. 100: 10 % Rabatt.
b) " " " " " " " 200: 20 % " .

I. Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000

in 25 Blättern

auf Grundlage der Dufourkarte.



† = vergriffen. ** = wird nur bei Abnahme aller Karten in 1:100,000 abgegeben.

Blatt	I. (NW-Ecke) Titel. 1887.	Fr.	1. —
"	II. (Basel, Belfort) A. Jaccard und A. Müller. (Lieferung 8.) 1874.	"	5. —
"	III. (Liestal, Schaffhausen) C. Mösch. (Lieferung 4.) 1876.		
	— Mit Grenzgebiet	"	10. —
	— idem Ohne Grenzgebiet	"	5. —
"	IV. (Frauenfeld, St. Gallen) A. Gutzwiller und F. Schalch. (Lieferung 19.) 1879.	"	10. —
"	V. (NE-Ecke) Doppelortsnamen. 1887.	"	1. —
"	VI. (Le Locle) A. Jaccard. (Lieferung 7.) 1870.	"	5. —
"	VII. (Porrentruy, Solothurn). Zweite Auflage. L. Rollier und E. Kissling. (Lieferung 8, erstes Suppl. und Lieferung 8, neue Folge.) Mit „Erläuterungen“. 1904.	"	10. —
"	VIII. † (Zürich, Luzern) C. Mösch und F. J. Kaufmann. (Lfg. 11.) 1871.	"	10. —
"	IX. ** (Schwyz, Sargans) A. Escher, A. Gutzwiller, C. Mösch, F. J. Kaufmann. (Lieferung 14.) 1875.	"	10. —
"	X. † (Feldkirch, Arlberg) G. Theobald. (Lieferung 2.) 1865.	"	10. —
"	XI. (Pontarlier, Yverdon.) Zweite Auflage. A. Jaccard. (Lieferung 7, II.) Mit „Erläuterungen“. 1893.	"	10. —
"	XII. ** (Fribourg, Bern) V. Gilliéron, A. Jaccard, J. Bachmann. (Lieferung 18.) 1879.	"	10. —
"	XIII. ** (Interlaken, Stanz) F. J. Kaufmann, A. Baltzer, C. Mösch. (Lieferung 24.) 1887.	"	10. —
"	XIV. ** (Altorf, Chur) A. Heim, A. Escher, G. Theobald, K. v. Fritsch. (Lieferung 25.) 1885.	"	10. —
"	XV. ** (Martinsbruck, Davos) G. Theobald. (Lieferung 2.) 1864.	"	10. —
"	XVI. (Lausanne, Genève.) Zweite Auflage. H. Schardt und E. Renevier. Mit „Erläuterungen“. 1899.	"	10. —
"	XVII. † (Vevey, Sion) G. Ischer, E. Favre, E. Renevier, H. Gerlach. (Lieferung 9.) 1870.	"	10. —
"	XVIII. (Brig, Airolo) E. v. Fellenberg, J. Bachmann, C. Mösch, H. Gerlach. (Lieferung 21.) 1885.	"	10. —
"	XIX. (Bellinzona, Chiavenna) Fr. Rolle. (Lieferung 23.) 1882.	"	10. —
"	XX. † (Sondrio, Bormio) G. Theobald. (Lieferung 3.) 1865.	"	10. —
"	XXI. (SW-Ecke) A. Heim: Vergleichende Legende. 1887.	"	5. —
"	XXII. † (Martigny, Aosta) H. Gerlach. (Lieferung 9.) 1870.	"	10. —
"	XXIII. (Arona, Domo d' Ossola) H. Gerlach. (Lieferung 26.) 1882.	"	10. —
"	XXIV. (Lugano, Como) Spreafico, Negri und Stoppani. (Lief. 17.) 1876.	"	10. —
"	XXV. (SE-Ecke). Höhenangaben. 1887.	"	1. —

II. Geologische Übersichtskarten.

Alph. Favre. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. 4 feuilles au 1:250,000 ^{me} . (25 ^{me} livraison.) 1884.	Fr. 20. —
--	-----------

- A. Heim und C. Schmidt.** *Geologische Karte der Schweiz in 1:500,000.* Mit einem erklärenden „Begleitwort“. 1894.
- | | |
|---------------------------|---------|
| Unaufgezogen | Fr. 8.— |
| Aufgezogen, Taschenformat | „ 9.— |

III. Geologische Spezialkarten.

Aus technischen Gründen sehen wir uns veranlasst, von nun an eine fortlaufende Numerierung der geologischen Spezialkarten vorzunehmen. Dabei werden auch die bisherigen Karten, soweit sie noch vorrätig sind, numeriert.

Diejenigen Karten des nachstehenden Verzeichnisses, bei denen ein Preis ausgesetzt ist, sind separat käuflich; die mit * bezeichneten werden nur mit dem betreffenden Band (siehe Abteilung IV und V) abgegeben; die mit † bezeichneten sind vergriffen.

- | | | |
|-----|---|---------|
| Nr. | †1. A. Müller. Karte des Kantons Basel, 1:50,000. 1863. | Fr. —.— |
| „ | *2. C. Mösch. Karte von Brugg, 1:25,000. (4. Lieferung.) 1867. | „ —.— |
| „ | 3. F. J. Kaufmann. Karte des Pilatus, 1:25,000. (5. Lieferung.) 1867. | „ 5.— |
| „ | *4. a, b. L. Rollier. 2 Cartes des environs de St-Imier au 1:25,000. (8 ^e livraison, 1 ^{er} suppl.) 1894. | „ —.— |
| „ | 5. a, b, c, d. A. Escher von der Linth. Karte des Säntis, 1:25,000. (13. Lieferung.) 1878. Mit 2 Profiltafeln | „ 15.— |
| „ | 5. a, b. — idem Die Karten allein | „ 10.— |
| „ | 5. c, d. — idem Die Profile allein | „ 5.— |
| „ | 6. a, b, c, d. K. v. Fritsch. Karte des St. Gotthard, 1:50,000. (15. Lieferung.) 1873. Mit 3 Profiltafeln | „ 15.— |
| „ | 6. a. — idem Die Karte allein | „ 10.— |
| „ | 6. b, c, d. — idem Die Profile allein | „ 5.— |
| „ | *7. E. Renevier. Carte des Hautes Alpes vaudoises au 1:50,000. (16 ^e livr.) 1890. | „ —.— |
| „ | *8. A. Baltzer. Karte der Kontaktzone von Kalk und Gneiss zwischen Lauterbrunnen und Reussthal, 1:50,000. (20. Lieferung.) 1880. | „ —.— |
| „ | *9. E. Favre et H. Schardt. Carte du Pays-d'Enhaut vaudois au 1:25,000. (22 ^e livraison.) 1887. | „ —.— |
| „ | 10. a, b. A. Baltzer, F. Jenny und E. Kissling. Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:25,000. (30. Lieferung.) 1896. | „ 5.— |
| „ | *11. L. Du Pasquier. Karte der fluvioglacialen Ablagerungen in der Nordschweiz, 1:100,000. (1. Lieferung, II. Serie.) 1891. | „ —.— |
| „ | *12. — Der Niederterrassenschotter ausserhalb der innern Moränen, 1:250,000. (1. Lieferung, II. Serie.) 1891. | „ —.— |
| „ | *13. C. Burckhardt. Die nördlichste Kreidekette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1:50,000. (2. Lieferung, II. Serie.) 1893. | „ —.— |
| „ | *14. E. C. Quereau. Die Klippenregion von Iberg im Sihlthal, 1:25,000. (3. Lieferung, II. Serie.) 1893. | „ —.— |
| „ | *15. A. Aeppli. Karte des Gebietes zwischen Zürchersee und Zugersee, (1:25,000. 4. Lieferung, II. Serie.) 1894. | „ —.— |

Nr. 16. C. Burekhardt. Die Kreidegebirge nördlich des Klönthales, 1 : 50,000. (5. Lieferung, II. Serie.) 1896.		Fr.	5. —
"	*17. L. Wehrli. Das Dioritgebiet von Disentis bis Brigels, 1 : 50,000. (6. Lieferung, II. Serie.) 1896.	"	— . —
"	18. Chr. Piperoff. Karte des Calanda, 1 : 50,000. (7. Lfg., II. Serie.) 1897.	"	5. —
"	*19. L. Rollier. Carte des environs d'Asuel, au 1 : 25,000. (8 ^e livr., II ^e série.)	"	— . —
"	*20. L. Rollier. Carte de la Hohe Winde, au 1 : 25,000. (8 ^e livr., II ^e série.) 1898.	"	— . —
"	21. J. Oberholzer. Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1 : 20,000. (9. Lieferung, II. Serie.) 1900.	"	5. —
"	*22. Th. Lorenz. Karte des Fläschberges, 1 : 25,000. (10. Lfg., II. Serie.) 1900.	"	— . —
"	23. L. Rollier. Carte tectonique des environs de Moutier au 1 : 25,000. 1901.	"	6. —
"	24. L. Rollier. Carte tectonique des environs de Bellelay au 1 : 25,000. 1901.	"	6. —
"	25. Fr. Mühlberg. Karte der Lägern, 1 : 25,000. Mit „Erläuterungen“. 1901.	"	6. —
"	26. A. Buxtorf. Karte von Gelterkinden, 1 : 25,000. Mit 2 Profiltafeln. (11. Lieferung, II. Serie.) 1901.	"	5. —
"	27. A. Tobler. Karte der Klippenregion am Vierwaldstättersee, 1 : 100,000. (12. Lieferung, II. Serie.)	Im Druck	
"	28. A. Tobler. Karte des Stanzerhorns, 1 : 25,000. (id.)	"	"
"	29. A. Tobler. Karte des Mythen, 1 : 25,000. (12. Lfg., II. Serie.)	"	"
"	30. Th. Rittener. Carte de la Côte-aux-Fées et des environs de S ^{te} -Croix et Baulmes. 1 : 25,000. (13 ^e livraison, II ^e série.) 1902.	Fr.	6. —
"	31. Fr. Mühlberg. Karte von Brugg und Umgebung, 1 : 25,000. Mit „Erläuterungen“. 1904.	"	6. —
"	32. L. Rollier. Carte géologique du Weissenstein, 1 : 25,000. 1904.	"	5. —
"	33. L. Rollier. Carte géologique des environs de Delémont, 1 : 25,000. 1904.	"	6. —
"	34. J. Hug. Karte von Andelfingen und Umgebung, 1 : 25,000. (15 Lfg., II. Serie.) 1905.	"	5. —
"	35. J. Hug. Karte der Umgebung des Rheinfalles, 1 : 25,000. (15. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	5. —
"	36. J. Hug. Karte der Umgebung von Kaiserstuhl, 1 : 25,000. (15. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	37. Arnold Heim. Karte vom Westende des Säntisgebirges, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	38. Albert Heim. Karte des Säntis, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	8. —
"	39. Ernst Blumer. Karte vom Ostende des Säntisgebirges, 1 : 25,000. (16. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	3. —
"	40. J. J. Pannekoek. Karte von Seelisberg, 1 : 25,000. (17. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	4. —
"	41. P. Arbenz. Karte des Fronalpstockes bei Brunnen, 1 : 25,000. (18. Lfg., II. Serie.) 1905.	"	2. —
"	*42. L. W. Collet. Carte géologique de la chaîne Tour Saillère-Pic de Tanneverge, 1 : 50,000. (19 ^e livraison, II ^e série.) 1904.	"	— . —

- Nr. 43. a, b. **E. Gerber, E. Helgers und A. Trösch.** Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee, 1 : 50,000. Mit einer Profiltafel und „Erläuterungen“. 1907. Fr. 6. —
- „ 44. **Fr. Mühlberg.** Karte von Aarau und Umgebung, 1 : 25,000. Mit Erläuterungen. Im Druck
- „ 45. **Arnold Heim.** Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 50,000. (20. Lfg., II. Serie.) „ „
- „ 46. **A. Buxtorf.** Karte des Weissenstein-Tunnelgebietes, 1 : 25,000. (21. Lfg., II. Serie.) 1907. Fr. —. —
- „ 47. **L. Rollier.** Carte géologique de la région du tunnel du Weissenstein. (21. Lfg., II. Serie.) Im Druck
- „ 48. a, b. **C. Schmidt und H. Preiswerk.** Karte der Simplongruppe, 1 : 50,000. Mit einer Doppeltafel Profile und mit „Erläuterungen“. 1907. Fr. 10. —

IV. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse.

Textbände in 4°.

Erste Serie.

† = vergriffen. ** = nur verkäuflich bei Abnahme der ganzen Serie.

- Erste Lieferung:** **A. Müller.** Geologische Beschreibung des *Kantons Basel* und der *angrenzenden Gebiete*. Mit 2 Profiltafeln. Zweite, vom Verfasser revidierte Auflage. 1884. Fr. 5. —
- **Zweite Lieferung:** **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der *nördlichen Gebirge von Graubünden*. Mit 18 Profiltafeln. 1863. „ 15. —
- **Dritte Lieferung:** **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der *südöstlichen Gebirge von Graubünden*. Mit 8 Profiltafeln. 1866. „ 15. —
- Vierte Lieferung:** **C. Möscli.** Geologische Beschreibung des *Aargauer Jura*. Mit 9 Tafeln und 1 Karte (Brugg). 1867. „ 20. —
- Fünfte Lieferung:** **F. J. Kaufmann.** Geologische Beschreibung des *Pilatus*. Mit 1 Karte und 10 Tafeln. 1867. Text, Tafeln und Karte „ 20. —
— idem Karte des *Pilatus* 1 : 25,000 „ 5. —
- **Sechste Lieferung:** **A. Jaccard.** Description géologique du *Jura vaudois et neuchâtelois* et de *quelques districts adjacents du Jura français* et de la *plaine suisse* compris dans les feuilles XI et XVI de l'atlas fédéral. 1869. „ 10. —
- Siebente Lieferung:** **I. A. Jaccard.** Supplément à la description géologique du *Jura vaudois et neuchâtelois*. 1870. „ 5. —
— **II. A. Jaccard.** Deuxième supplément à la description géologique du *Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français* et de la *plaine suisse*, avec 4 phototypies et 4 planches. 1893. „ 15. —

- Achte Lieferung:** *J. B. Greppin.* Description géologique du *Jura bernois* et de quelques districts adjacents compris dans la feuille VII de l'atlas fédéral, avec une planche de profils géologiques et 7 de fossiles. 1870. Fr. 15. —
- I^{er} Supplément. *L. Rollier.* Structure et histoire géologiques d'une partie du *Jura central*, avec 2 cartes géologiques, 4 planches de profils et 1 phototypie. 1894. „ 15. —
- Neunte Lieferung:** *H. Gerlach.* Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von *Savoyen* und *Piemont*. Hierzu 1 Blatt Profile. 1872. „ 15. —
- idem Text allein „ 10. —
- Zehnte Lieferung:** *C. Mösch.* Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebungen, enthalten auf Blatt VIII des eidgenössischen Atlas. Mit einem Anhang zur IV. Lieferung der „Beiträge“ (*Aargauer Jura*). 1874. „ 10. —
- **Elfte Lieferung:** *F. J. Kaufmann.* Gebiete der Kantone *Bern, Luzern, Schwyz* und *Zug*, enthalten auf Blatt VIII (*Rigi und Mittelschweiz*), nebst einer Beilage: *Systematisches Petrefakten-Verzeichnis der helvetischen Stufe der Schweiz und Schwabens*, von *Ch. Mayer*. 1872. „ 25. —
- Zwölfte Lieferung:** *V. Gillieron.* Les Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier, avec 10 planches. 1873. „ 20. —
- Dreizehnte Lieferung:** *A. Escher von der Linth.* Geologische Beschreibung der *Säntisgruppe*. Mit vielen Holzschnitten und 6 Profiltafeln; nebst einer Beilage: *C. Mösch.* Zur Paläontologie des *Säntisgebirges*. Mit 3 Tafeln 1878. „ 20. —
- *A. Escher von der Linth.* Geologische Karte des *Säntis*. 1:25,000, mit 2 Profiltafeln. „ 15. —
- idem Die Karte allein „ 10. —
- idem Die Profile allein „ 5. —
- Vierzehnte Lieferung:** *I. A. Gutzwiller.* Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidgenössischen Atlas. 1877. „ 8. —
- **IIa.** *F. J. Kaufmann.* Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone *Schwyz* und *Zug* und des *Bürgenstocks bei Stans*. 1877. „ 15. —
- **IIb.** *Ch. Mayer.* Paläontologie der *Pariserstufe von Einsiedeln* und seinen Umgebungen. 1877. „ 7. —
- **III.** *C. Mösch.* Geologische Beschreibung der *Kalkstein- und Schiefergebirge* der Kantone *St. Gallen, Appenzell* und *Glarus*. 1881. Mit 4 Profiltafeln und 10 Holzschnitten. „ 25. —
- **Fünfzehnte Lieferung:** *K. v. Fritsch.* Das *Gotthardgebiet*. Text mit 3 Profiltafeln. 1873. „ 15. —
- *K. von Fritsch.* Geolog. Karte des *St. Gotthard* in 1:50,000 „ 10. —
- idem Die 3 Profiltafeln „ 5. —
- Sechzehnte Lieferung:** *E. Renevier.* Monographie des *Hautes-Alpes vaudoises*. Avec 1 carte des *Hautes-Alpes vaudoises* au 1:50,000, 4 planches de profils, 2 phototypies. 1890. Texte avec carte „ 30. —
- idem Le texte seul „ 20. —

- Siebenzehnte Lieferung:** *T. Taramelli*. Il cantone *Ticino meridionale* ed i paesi finitimi. Spiegazione del foglio XXIV Duf. colorito geologicamente da *Spreafico, Negri e Stoppani*. Con 1 schizzo del foglio XXIV e 3 tavole. Con appendice ed indice. 1880. Fr. 20. —
- Achtzehnte Lieferung:** *V. Gilliéron*. Description des territoires de *Vaud, Fribourg* et *Berne* compris dans la feuille XII entre le lac de *Neuchâtel* et la crête du *Niesen*. Avec 1 tableau des terrains et 13 planches, brochés à part. 1885. „ 25. —
- Neunzehnte Lieferung:** *A. Gutzwiller* und *F. Schalch*. Geologische Beschreibung der Kantone *St. Gallen, Thurgau* und *Schaffhausen*. 1883. „ 10. —
- Zwanzigste Lieferung:** *A. Baltzer*. Der Kontakt zwischen *Gneis* und *Kalk* in den *Berner Alpen*. Mit Atlas von 13 Tafeln und 1 Karte in 1:50,000. 1880. Text mit Atlas „ 40. —
- Einundzwanzigste Lieferung:** *E. v. Fellenberg*. Das Hochgebirge zwischen der *Rhone*, dem *Gasteren-* und *Lauterbrunnental*. Mit 6 Zinkographien und 2 Tafeln. Dazu 1 Atlas mit 18 Tafeln und 1 Exkursionskarte. Nebst einer Beilage: *C. Mösch*. Die *Kalk-* und *Schiefergebirge* der *Kientaler-alpen*, der *Schilthorn-* und *Jungfrau*gruppe und der *Blümlisalp*kette vom *Lauterbrunnental* bis zum *Öschinensee*. 1893. Text mit Atlas „ 25. —
- Zweiundzwanzigste Lieferung:** *E. Favre* et *H. Schardt*. Description des Alpes du canton de *Vaud* et du *Chablais* jusqu'à la *Dranse* et de la chaîne des *Dents du Midi* formant la partie ouest de la feuille XVII, avec 1 carte et 1 atlas de 18 planches. 1887. Le texte avec atlas „ 25. —
- Les autres territoires de la Feuille XVII seront traités par *H. Schardt* et *M. Lugeon* dans la „Nouvelle Série“ des „Matériaux pour la carte géologique de la Suisse“ („Beiträge“ etc.).
- Dreiundzwanzigste Lieferung:** *Fr. Rolle*. Das südwestliche *Graubünden* und nordöstliche *Tessin*, enthalten auf Blatt XIX des eidgenössischen Atlas. Mit 9 Profiltafeln. 1881. „ 5. —
- Vierundzwanzigste Lieferung:** *I. F. J. Kaufmann*. *Emmen-* und *Schlieren-*gegenden nebst *Umgebungen*, bis zur *Brünigstrasse* und Linie *Lungern-Grafenort*. Mit Atlas von 30 Tafeln. 1886. Text mit Atlas „ 30. —
- **II.** *Ch. Mayer-Eymar*. Systematisches Verzeichnis der *Kreide-* und *Tertiär-*Versteinerungen der *Umgegend* von *Thun*, nebst Beschreibung der neuen Arten. 1887. „ 8. —
- **III.** *C. Mösch*. Die *Kalk-* und *Schiefergebirge* zwischen dem *Reuss-* und *Kienthal*. Mit einem Atlas von 35 Profiltafeln und einem geologischen Kärtchen. 1894. „ 30. —
- **IV.** *A. Baltzer*. Das *Aarmassiv* nebst einem Abschnitt des *Gotthardmassivs*, enthalten auf Blatt XIII. 1888. „ 20. —

Fünfundzwanzigste Lieferung: <i>Alb. Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Text zu Blatt XIV, mit 8 Profiltafeln. Nebst einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. 1891.</i>	Fr. 25. —
Sechszwanzigste Lieferung: I. H. Preiswerk. Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. 1907.	" 2. —
Siebenundzwanzigste Lieferung: 1. <i>Heinrich Gerlach. Sein Leben und Wirken. 2. Die Penninischen Alpen. Mit 1 Profiltafel. 3. Bericht über den Bergbau im Kanton Wallis. 1883.</i>	" 20. —
Achtundzwanzigste Lieferung: <i>Alph. Favre. Texte explicatif de la carte du phénomène erratique, etc., précédé d'une Introduction par Ernest Favre et suivi d'une biographie de Léon Du Pasquier par Maur. de Tribolet. Avec 2 portraits. 1898.</i>	" 3. —
— <i>Alph. Favre. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. 4 feuilles au 1:250,000. 1884.</i>	" 20. —
Neunundzwanzigste Lieferung: <i>Louis Rollier. Schweizerische geologische Bibliographie. I. Band. 1907.</i>	" 20. —
Dreissigste Lieferung: <i>A. Baltzer. Der diluviale Aargletscher in den Umgebungen von Bern. Mit 17 Tafeln und 38 Figuren im Text. Hierzu eine geologische Exkursionskarte der Umgebung von Bern, von A. Baltzer, F. Jenny und E. Kissling, 1:25,000. 1896.</i>	" 20. —
— idem Text allein	" 15. —
— idem Karte allein	" 5. —

V. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse.

Textbände in 4°.

Neue (II.) Serie.

Erste Lieferung (des ganzen Werkes 31. Lieferung): <i>L. Du Pasquier. Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Mit 2 Karten und 1 Profiltafel. 1891.</i>	Fr. 8. —
Zweite Lieferung (des ganzen Werkes 32. Lieferung): <i>C. Burckhardt. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Mit einer Karte 1:50,000 und 8 Tafeln. 1893.</i>	" 10. —
Dritte Lieferung (des ganzen Werkes 33. Lieferung): <i>E. C. Quereau. Die Klippenregion von Iberg im Sihlthal. Mit einer geologischen Karte 1:25,000, 4 Profiltafeln und 13 Zinkographien. 1893.</i>	" 10. —
Vierte Lieferung (des ganzen Werkes 34. Lieferung): <i>A. Aeppli. Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Mit einer Karte 1:25,000 und 2 Profiltafeln. 1894.</i>	" 10. —

- Fünfte Lieferung** (des ganzen Werkes 35. Lieferung): *C. Burckhardt. Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth.* Mit 1 Karte 1:50,000 und 6 Tafeln. 1896. Fr. 18. —
 — idem Die Karte allein „ 5. —
- Sechste Lieferung** (des ganzen Werkes 36. Lieferung): *L. Wehrli. Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland.* Mit 1 Karte in 1:50,000 und 6 Tafeln. 1896. „ 10. —
- Siebente Lieferung** (des ganzen Werkes 37. Lieferung): *Chr. Piperoff. Geologie des Calanda.* Mit 1 Karte in 1:50,000, mit Profilen und Ansichten. 1887. „ 8. —
 — idem *Geologische Karte des Calanda*, 1:50,000 „ 5. —
- Achte Lieferung** (des ganzen Werkes 38. Lieferung): *L. Rollier. II^{me} Supplément à la Description géologique de la partie jurassienne de la Feuille VII.* Avec 2 cartes géologiques au 1:25,000, 1 carte orotectonique au 1:250,000, 5 planches de profils etc. 1898. „ 15. —
- Neunte Lieferung** (des ganzen Werkes 39. Lieferung): *J. Oberholzer. Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen.* Mit 1 geologischen Karte in 1:20,000, 4 Tafeln und 19 Zinkographien. 1900. „ 15. —
 — idem Die Karte allein „ 5. —
- Zehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 40. Lieferung): *Th. Lorenz. Monographie des Fläscherberges.* Mit 1 geologischen Karte in 1:25,000, 4 Tafeln und 13 Zinkographien. 1900. „ 10. —
- Elfte Lieferung** (des ganzen Werkes 41. Lieferung): *A. Buxtorf. Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafel-Jura.* Mit 2 Textfiguren, einer geologischen Karte 1:25,000, einer stratigraphischen und einer tectonischen Profiltafel. 1901. „ 10. —
 — idem Die Karte mit 2 Profiltafeln „ 5. —
- Zwölfte Lieferung** (des ganzen Werkes 42. Lieferung): *A. Tobler, Geologische Beschreibung der Klippenregion am Vierwaldstättersee.* Im Druck
- Dreizehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 43. Lieferung): *Th. Rüttener, Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de St^e-Croix et de Baulmes.* Avec 4 planches et une carte géologique au 1:25,000. 1902. Fr. 15. —
 — idem La carte seule „ 6. —
- Vierzehnte Lieferung** (des ganzen Werkes 44. Lieferung): *Fr. Weber, Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und seine Ganggesellschaft.* Mit 5 Tafeln und 14 Zinkographien. 1904. „ 10. —
- Fünfzehnte Lieferung:** *J. Hug, Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften.* Mit 1 Übersichtskarte in 1:250,000 und 7 Zinkographien. Im Druck
 — idem Karte von *Andelfingen* und Umgebung. 1:25,000. 1905. Fr. 5. —
 — idem Karte der Umgebung des *Rheinfalls*. 1:25,000. 1905. „ 5. —
 — idem Karte von *Kaiserstuhl* und Umgebung. 1:25,000. 1905. „ 3. —

Sechzehnte Lieferung: <i>Alb. Heim, Das Säntisgebirge.</i> Mitarbeiter: <i>Marie Jerosch, Ernst Blumer</i> und <i>Arn. Heim.</i> Mit vielen Zinkographien und einem Atlas von 42 Tafeln und Karten. 1905.	Fr. 50. —
— idem Karte vom Westende des Säntisgebirges.	„ 3. —
— idem Karte des Säntis.	„ 8. —
— idem Karte vom Ostende des Säntisgebirges.	„ 3. —
Siebzehnte Lieferung: <i>J. J. Pannenkoek.</i> Geologie von Seelisberg und Umgebung. Mit 1 Karte in 1 : 25,000 und 8 Zinkographien. 1905.	„ 5. —
— idem Die Karte allein	„ 4. —
Achtzehnte Lieferung: <i>P. Arbenz.</i> Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz). Mit 2 Tafeln und 28 Zinkographien. 1905.	„ 8. —
— idem Die Karte allein	„ 2. —
Neunzehnte Lieferung: <i>L. W. Collet.</i> Etude géolog. de la chaîne Tour Saillère-Pic de Tanneverge. Avec une carte géolog. au 1 : 50,000 et 3 planches	„ 5. —
Zwanzigste Lieferung: <i>Arnold Heim.</i> Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe.	Im Druck
— idem Geolog. Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 25,000.	„ „
Einundzwanzigste Lieferung: <i>A. Buxtorf, L. Rollier</i> und <i>E. Künzli.</i> Geologie des Weissensteintunnels.	„ „

VI. Beiträge zur Geologie der Schweiz.

Matériaux pour la Géologie de la Suisse.

Textbände in 4°.

Geotechnische (III.) Serie.

Erste Lieferung: <i>Emil Letsch.</i> Die Molassekohlen östlich der Reuss. Mit 2 Tafeln und 5 Kartenskizzen. 1899.	Fr. 10. —
Zweite Lieferung: <i>E. Kissling.</i> Die Molassekohlen westlich der Reuss. Mit 3 Tafeln. 1903.	„ 5. —
Dritte Lieferung: <i>J. Früh</i> und <i>C. Schröter.</i> Monographie der schweizer. Torfmoore. Mit vielen Abbildungen, Tafeln und einer Moorkarte der Schweiz in 1 : 500,000. 1904.	„ 40. —
Vierte Lieferung: <i>Monographie der schweizer. Tonlager.</i> Mit über 200 Fig. und einer Karte in 1 : 500,000. Bearbeitet von <i>E. Letsch, B. Zsthokke</i> und <i>R. Moser.</i>	„ 40. —



BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Zweiter Teil.

Oberes Tessin- und Maggiagebiet.

Mit Spezialkarte Nr. 81 in 1:50,000 und Profiltafeln Nr. 81 a und 81 b,
sowie einer tektonischen Skizze im Text (pag. 81).

Von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1918.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Preis: **Fr. 12. —**
Teurungszuschlag 25%

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Zweiter Teil.

Oberes Tessin- und Maggiagebiet.

Mit Spezialkarte Nr. 81 in 1:50,000 und Profiltafeln Nr. 81 a und 81 b,
sowie einer tektonischen Skizze im Text (pag. 81).

Von

Dr. H. Preiswerk.

Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1918.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der geologischen Kommission.

Im Februar 1907 erhielt Herr Prof. Dr. *H. Preiswerk* den Auftrag, die Simplonkarte nach Osten fortzusetzen und damit die geplante „Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen“ weiter zu fördern. Im Vorworte des Verfassers (Seite IV) ist auseinandergesetzt, warum die Vollendung der Karte sich so lange verzögert hat.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Dezember 1918.

Für die geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	IV
Erläuterung der Legende zur Karte	
Alluvium	43—44
Diluvium	44—46
Jura	46—51
Trias	51—55
Trias-Permocarbon	55—56
Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.	57—66
A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise)	59—61
B. Eruptivgesteine (Orthogneise)	61—66
Ausbeutungen	66—67
Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno	67
Quellen im obern Tessintal und im Pioratal	67
Tektonik: (Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.)	
A. Allgemeiner Teil	68—70
B. Spezieller Teil	70—73
Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik	
74	
Anhang.	
Gesteinsanalysen	75—77
Literaturangaben	78—80
Tektonische Skizze	
81	

Vorwort.

Die Arbeiten in der Region der vorliegenden geologischen Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes habe ich im Jahre 1904 begonnen bei der geologischen Aufnahme der 1908 erschienenen Simplonkarte, als Mitarbeiter von Prof. *C. Schmidt* in Basel, dem ich die Einführung in die Geologie der Lepontinischen Alpen verdanke. Der im Jahre 1904 aufgenommene östlichste Teil der Simplonkarte wurde später von mir revidiert und in die vorliegende Spezialkarte Nr. 81 mit aufgenommen. In den Jahren 1905 und 1906 machte ich einige orientierende Touren im nördlichen Tessin und erhielt im Februar 1907 von der Geologischen Kommission den Auftrag, die mit der Simplonkarte begonnenen Spezialaufnahmen nach Osten fortzusetzen in dem Gebiet zwischen der Simplonkarte und dem Bleniotal. Leider konnten in den nächsten 4 Jahren die Aufnahmsarbeiten nur im Jahr 1908 wesentlich gefördert werden. Unterdessen wurde das Blatt Faido, sowie Teile des Blattes St. Gotthard topographisch neu bearbeitet, und dermassen umgestaltet, dass die geologische Kartierung zum grossen Teil neu gemacht werden musste. In den Jahren 1911 und 1912 schritt die Aufnahme bis zur Maggia und im Tessingebiet bis in die Gegend von Faido vorwärts. Das erste Projekt, zunächst eine Karte bis zur Maggia als Ostgrenze zu publizieren, wurde auf Wunsch des Präsidenten der Geologischen Kommission durch Einbeziehen der Campo-Tencia-Masse bis zum Tessin im Osten erweitert, woraus sich eine weit günstigere geologische Abrundung ergibt. Eine Reise nach Vorderindien im Jahre 1913 und die Mobilisation im Jahre 1914 zerstörten aber die Hoffnung auf baldigen Abschluss der Arbeit. Erst 1915 konnte wieder ausgiebiger im Campo-Tencia-Gebiet weiter gearbeitet werden, wobei mir Herr Dr. *O. Werdmüller* aus Zürich ein wertvoller Begleiter und Mitarbeiter war. Unterdessen wurde das Pioratal von *L. Krige* kartiert, und es konnten seine Aufnahmen als Ergänzung mit auf die Spezialkarte Nr. 81 übernommen werden. Daraus erwuchs aber die weitere Aufgabe, den Raum zwischen dem Tessin und dem Pioratale neu aufzunehmen. Ferner stellte sich als notwendig heraus, die in den ersten Jahren der Aufnahme ausgeführte Kartierung der Quartärablagerungen zu ergänzen, wozu eine Reihe von Revisionstouren erforderlich waren. Da ich im Sommer 1916 wiederum als Armeegeologe zu dienen hatte, wäre die Aufnahme auch 1917 noch nicht zu Ende gekommen ohne die willkommene Mitarbeit von Dr. *A. Jeannet*, Adjunkt der Geologischen Kommission. Seiner eifrigen Arbeit und der energischen Förderung der Sache durch den Präsidenten der Geologischen Kommission, Herrn Prof. *A. Heim*, ist es zu danken, dass die Karte trotz der Kriegszeit nunmehr hat fertiggestellt werden können und bereits auf das Datum der geplanten Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Lugano 1918 die ersten Probedrucke vorlagen, nachdem die zugehörigen Profiltafeln 81a und 81b bereits im Anfang des Sommers gedruckt waren.

Basel, 11. Oktober 1918.

H. Preiswerk.

Erläuterung der Legende zur Karte.

Alluvium.

I. Talböden.

Talböden von einiger Ausdehnung finden sich nur im Tessintale: bei Stalvedro, Ambri-Piotta und oberhalb Lavorgo. Für die Ansicht mancher Geologen — besonders Stapf —, dass diese Ebenen alten Seebecken entsprechen, stehen mir bis jetzt keine beweisenden Beobachtungen zur Verfügung.

II. Gehängeschutt.

In den mit der Signatur von „Gehängeschutt“ bedeckten Kartenteilen sind nicht selten auch trockene Schuttkegel, Bergsturzmaterial und Moränen inbegriffen. Einesteils da, wo diese Bildungen für eine gesonderte Darstellung zu unbedeutend sind, andernteils in Fällen, wo Vegetation oder Schneebedeckung ihre Erkennung verhinderte. Auch die Lawinenschuttmassen sind im „Gehängeschutt“ inbegriffen, sofern sie nicht ausgesprochene Schuttkegel bilden.

III. Trockene Schuttkegel.

Als „trockene Schuttkegel“ sind namentlich die Schuttmassen dargestellt, die am untern Ende steiler, nur gelegentlich wasserführender Felsrinnen sich sammeln. Ein grosser Teil ihres Materials wird durch Lawinen zu Tal befördert. Von den gewaltigen Steilwänden des *Bavonatales* haben ihnen gelegentliche Felsstürze besonders grobes Blockmaterial zugeführt.

IV. Bachschuttkegel.

Typische, flach ausgebreitete Bachschuttkegel finden sich z. B. auf der *Alp Campo* am Ritomsee, ferner im Tessintale bei *Chinchengo*, bei *Faido*, *Mascengo*, *Quinto* und zwischen *Airolo* und *Valle*. Die steilern Kegel am südlichen Talhang zwischen Fiesso und Ambri sind vorwiegend Lawinenschuttkegel.

V. Terrassenränder.

Die Tieferlegung des Tessinbettes durch die fortschreitende Erosion hat besonders im Oberlauf steile Erosionsränder erzeugt an losem Material, das über den einst höher gelegenen Talgrund sich ausgebreitet hatte. Teilweise sind es primäre und auch verschwemmte Moränenablagerungen, teilweise alte, nunmehr ausser Funktion getretene Schuttkegel. Solche, von Erosionsrändern angeschnittene Schuttkegel sind besonders schön entwickelt westlich von *Ronco*, sowie am Eingang des *Canariatales*. Die beiden Dörfer *Valle* und *Madrano* liegen auf demselben Schuttkegel, der seinen Ursprung in der Gegend des Riale di Berri nahm und in den jetzt das Wasser des *Canariatales*, die *Garegna*, eine geräumige Erosionsrinne gegraben hat, die die beiden Dörfer heute trennt.

Ganz in Moräne gelegen sind die Bacherosionsränder von *Gribbio*.

VI. Bergstürze.

Bedeutendere Bergstürze sind niedergegangen bei Airolo, zwischen Pian'alto und Cè di Dentro im Canariatal, bei Vigera und Osco ob Faido, im Bosco Grande ob Dalpe, ob Monte Doro im Val Chironico, bei Peccia und bei Menzonio im Maggiatal, sowie im Bavonatal.

Historisch ist der Bergsturz von Airolo und zum Teil der von Peccia. Andere reichen bis in die Interglazialzeit zurück.

Der Bergsturz vom *Sasso Rosso*, der einen Teil des Dorfes *Airolo* zerstörte, ging im Jahre 1898 nieder. Das Ereignis ist von Ch. Tarnuzzer geschildert worden. (Frankfurter Umschau 1899, III, S. 101—106, vgl. auch J. Hardmeyer, „Die Schweiz“, schweiz. illustr. Zeitschr. 1899, Heft 22, ferner H. Lautensach, Geogr. Abh., Berlin 1912, pag. 47.)

Im Jahre 1834 wurde ein grosser Teil des Dorfes *Peccia* zerstört infolge eines Bergsturzes, der die Maggia staute und so zu verheerenden Ausbrüchen Anlass gab. Der Abrissrand des Sturzes ist auf der topographischen Karte südlich von der Bezeichnung „Alpe Arenò“ wohl markiert. Er liegt mitten in den Sturzmassen älterer, mächtiger Bergstürze, die von der Westflanke des Pizzo di Ruscada gegen die in der Talmündungsstufe stark erodierenden Maggia niedergegangen sind.

Die Stürze von *Bosco Grande* reichen bis ins Interglazial. Die Aufschlüsse an den neuen Holzwegen von Dalpe ins Bosco Grande zeigen aufs schönste, dass die dortigen Moränen auf das Bergsturzmaterial abgelagert sind.

Auf den abgesenkten Gneismassen der *Ruine d'Osco*, die vom Terrassenrand Vigera-Osco sich getrennt haben, lagert ebenfalls Moräne.

Auch für die Bergstürze vom *Pian'alto* gegen das Canariatal hat L. Krige nachgewiesen, dass sie zum Teil älter als die Moränen sind. (L. Krige, Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. — Eclog. geol. Helv., Vol. XIV, Nr. 5, 1918, pag. 533.)

Diluvium.

Von diluvialen Ablagerungen finden sich im Kartengebiet namentlich Grund- und Seitenmoränen des Hauptgletschers, Seiten- und Stirnmoränen der Lokalgletscher und diluviale, resp. postdiluviale Flussterrassen.

Als *Hauptmoränen* sind die Ablagerungen des Tessin-, Maggia-, Peccia- und Bavonagletschers aufgefasst. Unter *Lokalmoränen* sind die verschiedenen diluvialen und postdiluvialen Stadien der Seitengletscher zusammengefasst bis und mit den noch heute sich bildenden Moränen.

Für die Beschreibung der diluvialen Gletscher des Tessingebietes, besonders der Hauptgletscher, verweise ich auf die Arbeit von H. Lautensach: „Die Übertiefung des Tessingebietes“ (Geogr. Abh., Berlin 1912), und beschränke mich auf einige Bemerkungen über die für unser Kartenbild wichtigsten Gletscherwirkungen.

I. Hauptmoränen (q h).

Die Unterscheidung der Hauptmoränen von den Lokalmoränen lässt sich morphologisch oder durch die Heimatbestimmung der Geschiebe durchführen.

Charakteristische Geschiebe des *Tessingletschers* sind besonders der Rotondogranit und die schwarzen, belemnitführenden Liasgesteine des Nufenenpasses, sowie die Hornblendegarbenschiefer der Tromolaserie, letztere mit der Beschränkung, dass Hornblendegarbenschiefer auch oberhalb Mascengo bei Prato in geringer Verbreitung anstehen.

Für die Hauptgletschermoränen des *Maggiabeckens* sind in ihren untern Teilen jegliche Kalkschiefer und Dolomite des Mesozoikums bezeichnend.

Von *Ablagerungen des Tessingletschers* sind besonders zu nennen: 1. *Grundmoränen*, die von der neuen Strasse Airolo-Fontana gut aufgeschlossen worden sind. Sie liegen auf Gyps und Rauh-
wacke und sind von Gehängeschutt bedeckt. 2. *Seitenmoränen*. In den Kalkschieferhängen der südlichen Talseite des Bedrettotales zieht sich 300 m über dem Talboden eine ausgeprägte Terrasse hin, begleitet von zahlreichen, im Anstehenden ausgefurchten Gesimsen und Rippen, die alle dem Haupttal folgen und von Moränenresten des Tessingletschers begleitet sind.

Weiter talabwärts findet man namentlich in der Gegend von Giof ob Piotta auf Terrassen verschiedener Niveaux seitliche Moränen des Hauptgletschers, die durch Rotondogranit wohl charakterisiert sind. Ebenso auf den die Steilwände des Tessinergneis querenden Gesimsen von Monti Raslumo und Rodont bei Lavorgo. Die auf den Terrassen über dem Tessinergneis ausgebreiteten grossen Moränenmassen von Gribbio sind auch zum Hauptgletscher zu zählen, ebenso, zum Teil wenigstens, die auf der Terrasse Chesso-Doro. Findlinge von Rotondogranit habe ich noch auf dem Plateau westlich über Monti Olina gefunden. Westlich von Monte Chesso am Fusse des Berghanges verläuft parallel dem Haupttale ein altes, zum Teil mit Moränen gefülltes Glazialtal.

Typische *Endmoränen* des Tessingletschers sind nicht konstatiert worden. Möglicherweise entspricht die grosse Moränenmasse zwischen Prato und Dalpe teilweise der Stirne einer Rückzugsphase des Hauptgletschers.

An den steilen Talflanken der stark erodierenden Flussläufe des *Maggiagebietes* blieben die Moränenreste der Hauptgletscher nur spärlich erhalten. Dagegen findet man hier besonders ausgeprägt gewisse *Oberflächenformen*, die für Gebiete einstiger Vergletscherung bezeichnend sind. Das Bavonatal kann als geradezu klassisches Trogtal gelten, soweit es ausschliesslich in Antigoriogneis eingeschnitten ist. Seine Trogwände erreichen gegen 800 m Höhe. Das Calneggiatal ist ebenfalls ein typischer Trog. Die Einmündung ins Bavonatal vermittelt eine schöne Mündungsstufe in Gestalt einer 250 Meter hohen Wand von Granitgneis, über die die cascata di Foroglio sich stürzt. Ohne auf den reichen Formenschatz weiter einzugehen, den die Maggiatäler als einst vergletscherte Gneisgebiete besonders schön zur Schau tragen, möchte ich hier doch auf eine besonders eigenartige Form *glazialer Erosionsrelikte* aufmerksam machen, die gelegentlich zwischen zwei einst vergletscherten Becken erhalten geblieben sind und als „Karrippen“ bezeichnet werden können. Das schönste Beispiel liefert der vom Pizzo del Piatto di Rodi ostwärts gegen Fusio sich senkende Grat. Er hat die Form einer in der Fallrichtung des Hanges verlaufenden Mauer mit flachem Rücken. Wobei die Rückenfläche einer frühern Oberfläche des Hanges entspricht. Die eigenartige Form ist in groben Zügen schon aus der topographischen Darstellung ersichtlich.

II. Lokalmoränen (q l).

Die Ablagerungen der Lokalgletscher sind oft weit besser erhalten als die der Hauptgletscher. Besonders instruktiv sind die Moränen der zahlreichen südlichen Zuflüsse zum Tessingletscher. Einige davon zeigen wohl erhaltene Endmoränen. So der Piumognagletscher, der Gletscher der Alp Prato ob Piotta und der Vallenggiagletscher. Errechnet man die Höhe der Schneegrenze dieser drei Gletscher, so erhält man ziemlich übereinstimmend zirka 1900 m. Dies entspricht dem *Bühlstadium*. Die gut entwickelten Moränen der Alp Sologna am Ostfuss des nun völlig eisfreien Pizzo di Sologna im Bavonatal gehören zum gleichen Stadium. Der Hauptgletscher des Tessintales muss zu dieser Zeit schon bis etwa All'Acqua zurückgegangen sein, denn der Vallenggiagletscher hat seine Stirnmoräne am Boden des Tessintales abgelagert, wie an den quer über den Talboden vorgeschobenen mächtigen Wällen bei Selva und Motta gegenüber Ronco sehr schön zu sehen ist. Die Seitenmoränen der Lokalgletscher überlagern die ältern Seitenmoränen des Hauptgletschers, wobei sich ihre Richtungen rechtwinklig kreuzen. Besonders schön zeigt dies die wohlerhaltene rechte Seitenmoräne des ehemaligen Cavagnologletschers, welche westlich von den Alphütten von Stabbiascio (P. 1903 m südlich von All'Acqua) die Längsterrasse des Haupttales mit ihren Moränenresten quert. Ähnliche Bilder geben die Ablagerungen der Lokalgletscher der Alpen Formazzora,

Cristallina, Ruino, Val Pozzola etc. Der Piumognagletscher schiebt seine mächtigen Stirnmoränen zwischen Prato und Cornone ebenfalls bis ins Haupttal vor.

Spätere Rückzugsstadien sind besonders gut am Gletscher der Alpe di Formazzora (Val Doggia) erhalten. Die neuen topographischen Aufnahmen in 1:10,000 geben hiervon eine prächtige Darstellung. Der Moränenbogen unterhalb Val Doggia gehört wohl dem *Gschnitzstadium* an. Lautensach rechnet zu diesem Stadium auch die Endmoränenwälle von Cantone dei Vitelli südlich vom Campolungopass. L. Krige vermutet, dass ein nach Westen gekrümmter Moränenwall am Boden des Lago Ritom liege.

Jura.

Zur Juraformation wurden die dunkeln, meist kalkreichen Phyllite, die sogenannten „*Bündnerschiefer*“, gerechnet, die von den Granitgneisen und Glimmerschiefern in der Regel durch die charakteristischen Triasgesteine getrennt sind.

Zur Deutung der „Kalkphyllite“ (Bündnerschiefer) als Jura führt lediglich die petrographische Analogie und der tektonische Verband mit den gleichartigen Bildungen in benachbarten Gebieten. Zu einer positiveren Bestimmung des Alters fehlen im Kartengebiet charakteristische Fossilien völlig. Die nächsten Fundstellen bestimmbarer *Versteinerungen* sind der Nufenen einerseits, das Skopigebiet anderseits. Die im Simplongebiet fossilführende Zone der Kalkphyllite: Ritzhörner-Faulhorn-Nufenen endigt bei Cruina im obern Bedrettal zwischen Triasgesteinen auskeilend und erreicht unser Kartengebiet nicht. Innerhalb unseres Kartengebietes habe ich Fossilreste nur mikroskopisch aufgefunden, und zwar in schwarzen, hornfelsartigen Phylliten, die das Hangende der bei All'Acqua am Tessin anstehenden Trias-Rauhwaacke bilden. Es sind schwarz pigmentierte, sphärische Gebilde, die als *Radiolarien* angesprochen werden können. L. Krige erwähnt aus dem Pioratal einen *Echinodermenrest* in einem zur Bündnerschieferzone gehörenden Sericitmarmor (l. c. pag. 648). Bernhard Studer hat bei Fontana im Bedrettal Blöcke mit Belemniten gefunden (Mém. soc. géol. de France, 2^e sér., t. I, 1844, pag. 323), von denen er vermutet, dass sie aus den Schluchten oberhalb Fontana stammen. Da ich bei meinen Aufnahmen in den in Frage kommenden Schluchten weder die typischen Nufenengesteine noch Belemniten gefunden habe, muss ich annehmen, dass die fraglichen Blöcke vom Nufenen nach Fontana erratisch verschleppt worden sind.

Die Bündnerschiefer bilden in ihrer Gesamtheit hochmetamorphe Umwandlungsprodukte mergeliger Sedimente. Ihr Aussehen ist im einzelnen verschieden, je nach ihrem chemischen Bestand. Bald liegen mehr kalkreiche, meist etwas sandige Mergel und Kalke vor. Die entsprechenden Gesteine sind dann mehr hellgraue, *kalzitrische Phyllite* und *plattige Marmorkalke*. Bald zeigen sich Übergänge in Tonmergel und mergelige Tone. Mit dem Tongehalt mehrt sich häufig auch das kohlige Pigment, so dass sich *schwarze, glimmerreiche, granat- und stanrolithführende Phyllite* und *hornfelsartige Gesteine* herausbilden. Oder endlich das Ausgangsmaterial bilden stark sandige Mergel mit Übergängen in Sandstein. Dem entsprechen *quarzitische Kalkphyllite* und *Quarzite*. Diese psammitische Fazies der „Bündnerschiefer“ stellt sich ganz besonders in den stratigraphisch tiefern Teilen ein und dürfte stellenweise unmerklich in die zur Trias gehörenden Bildungen überleiten. Dies gilt besonders für die faziellen Verhältnisse im Cavagnoligebiet.

Die grosse Mannigfaltigkeit der Bündnerschiefer in petrographischer Hinsicht illustrieren die eingehenden Beschreibungen von L. Krige (l. c. pag. 592—651).

In denjenigen Komplexen der „Bündnerschiefer“, die als schmalere Einfaltungen zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteinen liegen, ist der sedimentäre Charakter stark verwischt. Der Habitus ist mehr gneisartig infolge vollkommenerer Kristallisation der Bestandteile. So in den Schuppungen am Südrand der Bedrettomulde, in den Zweigmulden von Fusio und Campo (Bavona), sowie in der isolierten Teilmulden am Pizzo Massari.

I. Kalkphyllite (S g).

Die Kalkphyllite bilden weitaus den grössten Teil der mesozoischen Sedimente des Kartengebietes.

Als Typus dieser Gruppe können die Gesteine gelten, die durch den Leerlaufstollen des Tremorgiowerkes besonders schön frisch aufgeschlossen sind: Es sind graue Phyllite mit silberglänzendem, glimmerbedecktem Hauptbruch. Der Querbruch ist fein- bis grobbändrig, in dem Lagen und flache Linsen von Kalzit- und Quarzausscheidungen die graue Hauptmasse in wechselnder Menge durchziehen.

Der *mineralische Bestand* des Gesteins ist ein granoblastisches Gemenge von Kalzit, Quarz, einem hellrötlich braunen, phlogopitähnlichen Glimmer und Muscovit. Dazu gesellt sich sehr oft ein basischer Plagioklas (Andesin-Labrador), der in grossen Porphyroblasten als Matrix die übrigen Gemengteile einschliesst und durch seine rastrierten Spaltflächen dem Gestein im Querbruch fleckenweise einen feinen Seidenglanz verleiht.

Der Bestand der nur untergeordneten Mineralkomponenten der Kalkschiefer ist mannigfaltig und wechselnd. Ziemlich verbreitet wurden beobachtet: Turmalin, Rutil und Pyrit, ferner Epidot, Zoisit, Titanit, Zirkon, Magnetit, Magnetkies und Skapolith. Die Skapolithisierung der Kalkschiefer am Riale Fog hängt mit der Ausscheidung dieses Minerals in Klüften zusammen.

Die *Textur* der Kalkphyllite ist in der Hauptmulde (Bedrettomulde) vorwiegend ebenschiefrig, während in den Teilmulden Fältelung vorherrscht. Hohe Intensität erreicht diese besonders in den Kalkphylliten des Bavonatales.

Diese *Feldspathisierung* der mesozoischen Kalkphyllite, die im Simplongebiet nur vereinzelt beobachtet wurde, ist im Maggiagebiet weit verbreitet. Sie herrscht namentlich in den südlichen Muldentteilen und scheint mit der soeben erwähnten Änderung der Textur Hand in Hand zu gehen.

Die *chemische Zusammensetzung* eines typischen Kalkphyllits wird durch Analyse 16 der Erläuterungen Nr. 6 zur geologischen Karte der Simplongruppe wiedergegeben. Sie entspricht einem kalkreichen, sandigen Mergel. Unter den von L. Krige (l. c. pag. 650) zusammengestellten Analysen können die Nummern 19, XV, XVIII und XIX in die hier besprochene Gruppe eingereiht werden. Der von U. Grubenmann analysierte „Kalkglimmerschiefer“ aus dem Canariatal (Nr. XIX der Tabelle Krige) entspricht einem fast tonfreien sandigen Kalkstein. Nr. XV neigt zu den Tongesteinen unserer II. Gruppe.

Die starken Schwankungen in der Zusammensetzung treten im äussern Habitus der Kalkphyllite, der ein recht einheitlicher ist, sehr wenig auffällig in Erscheinung.

II. Granatführende graue und schwarze Phyllite (S gr).

Den Kalkphylliten der Bündnerschiefer sind an vielen Stellen unregelmässig in der Masse verteilt untergeordnete Lagen von kalkärmeren, mehr tonigen Sedimenten eingeschaltet, die bei reichlicher Entwicklung von Granat ein knollig-schiefriges, knotig-flasriges oder massig-hornfelsartiges Aussehen haben. Durch Graphitoid intensiv schwarz gefärbte Gesteine dieser Art sind speziell dem obern Bedrettotal eigen. Hierher gehören die fossilführenden *schwarzen Phyllite* von All' Acqua. Ferner ein grosser Teil der zusammenhängenden Granatphyllitzone, die auf etwa 2000 m Höhe rechts über dem Tessin die Alpen Vallengia, Folcra, Cristallina und Ruino durchzieht.

Im Gebiet des Pizzo Cristallina und in der isolierten Teilmulde des Pizzo Massari finden sich feinkörnige, kalzitreichere *Granat-Hornfelse* von bräunlich grauer, ins Violett spielender Farbe. Stellenweise finden sich darin scharfumgrenzte Einschlüsse von Kalzit, die man versucht ist, als Reste von Fossilien zu deuten. Echinodermenstrukturen sind bis jetzt darin nicht gefunden worden.

Anderseits entwickeln sich lokal durch Anwachsen der Granaten grobknollige, konglomeratartig aussehende Gesteine, in denen die sericitumschmiegt, bis stark nussgrossen Granaten drastisch hervortreten. Der Gipfel des Pizzo Folcra besteht aus solchen *Knollen-Granatschiefern*.

Der *Mineralbestand* dieser Granatphyllite und Hornfelse ist folgender: Das Grundgewebe besteht wesentlich aus Quarz und Muscovit oder einem farblosen, kleinaxigen Glimmer (Sprödglimmer?). Kalzit tritt in den normalen Granatphylliten stark zurück. Dazu kommt das kohlige Pigment, das bei gleichmässiger Verteilung die übrigen Componenten verhüllt. Meist jedoch bildet es nur lose, oft mit dem ganzen Grundgewebe intensiv gefaltete Streifen.

Als Porphyroblasten, die das gefaltete Grundgewebe einschliessen (Helizitstrukturen), treten vor allem rötliche Granaten auf, die, soweit bestimmt, sich als Almandin erwiesen.

Als weiterer Porphyroblast findet sich regelmässig Biotit in glänzenden, oft quer zur Schieferung gestellten Blättchen, die durch ihre auffällige Härte und geringe Elastizität den Sprödglimmern gleichen.

Ziemlich häufig tritt auch Staurolith als Porphyroblast auf. In pigmentfreien Granatphylliten, wie sie auf der Alp Folera vorkommen, werden die Staurolithe als gelbliche Flecken im grauen Gestein sichtbar.

Von weitem Gemengteilen wurden beobachtet: Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit, Hornblende, Plagioklas, Disthen, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Magnetit in geradlinigen, von Quarzausscheidungen umsäumten Stengeln und Pyrit.

Bemerkenswert ist das *Auftreten bestimmter Gemengteile in besondern geologischen Regionen*.

Ein Teil der genannten Mineralien ist auf die südlichen Teilmulden beschränkt. Basischer Plagioklas (bis Labrador-Bytownit) bildet einen Hauptbestandteil in den Granatphylliten und Granathornfelsen der Muldenzüge von Naret-Val Torta, Campo im Bavonatal und vom Pizzo Massari, wie er ja auch in den Kalkphylliten dieser Zonen heimisch ist. Besonders schöne Plagioklasporphyroblasten mit prachtvoller Helizitstruktur zeigt der Granatphyllit von Pianazzo (Campo, Bavonatal).

Der Disthen hat ein ähnliches Verbreitungsgebiet wie der basische Plagioklas, auch Rutil, Zirkon und Apatit sind bis jetzt nur in den Teilmulden gefunden worden. Durch Vorherrschen des Disthens unter den Porphyroblasten sind die *Disthen-Granat-Hornfelse* des Pizzo Massari ausgezeichnet, die ebenfalls reichlich Plagioklas führen.

Hornblende tritt selten auf, und zwar als grosse Porphyroblasten, die auf den Schieferflächen kreuz und quer liegen, ganz ähnlich wie in dem „Hornblendegarbenschiefer“ der Tremolaserie. Oft sind die Hornblendes begleitet oder gänzlich ersetzt durch einen biotitähnlichen, etwas spröden Glimmer, der auch selbständige Porphyroblasten bildet mit quer zur Schieferung gestellten Spaltflächen. Fundorte dieser *mesozoischen „Hornblendegarbenschiefer“* sind: Der Waldhang zwischen Osasco und Pianazzo auf zirka 1450 m Höhe, ferner die Abhänge westlich vom Gipfel des Pizzo di Vespero auf 2260 m Höhe, sowie die Südhänge desselben Gipfels.

In ihrer typischen Ausbildung zeigen diese mesozoischen Granatphyllite des Maggiagebietes eine weitgehende Übereinstimmung mit den „hornfelsartigen, granatführenden Schiefer“ in den Bündnerschiefern des Simplongebietes. Die *chemische Zusammensetzung* dieser letztern zeigen die Analysen 19—21 der Erläuterungen zur Simplonkarte (pag. 68). Demnach liegen die Umwandlungsprodukte typischer Tongesteine vor, die sich prinzipiell unterscheiden von den aus Kalkmergeln hervorgegangenen „Kalkphylliten“, vor allem durch den viel niedrigeren Kalkgehalt, der zugunsten des Tongehaltes zurücktritt, den hohen Eisengehalt, der im Almandin namentlich gebunden ist und den für Tonschiefer so charakteristischen beträchtlichen Kaligehalt.

Die von C. Schmidt gegebenen Analysen Nr. 3—6 von Granathornfelsen aus dem Pioratal (C. Schmidt, Beiträge, XXV, 1891, Anhang, pag. 55) geben ein Bild der wechselnden Zusammensetzung dieser Gesteine entsprechend ihrer Verbindungsglieder mit den Kalkphylliten einerseits (Analyse Nr. 3) und ihrer mehr sandigen Fazies andererseits (Analyse Nr. 6 von U. Grubenmann).

Der grösste Teil der von L. Krige publizierten Originalanalysen von schwarzen Bündnerschiefern aus dem Pioratal bezieht sich ebenfalls auf Gesteine, die dieser tonreichen Gruppe der Bündnerschiefer angehören (l. c. pag. 650).

III. Staurolithführende schwarze Phyllite (S st).

Von den Granatphylliten unterscheiden sich die „Staurolithführenden Phyllite“ im wesentlichen nur dadurch, dass der Staurolith, der ja auch in vielen Granatphylliten zum mineralogischen Bestand gehört, in den Staurolithphylliten solche Dimensionen annimmt, dass er mit dem Granat rivalisiert und schon im Felde sich bemerkbar macht.

Ihr Vorkommen ist beschränkt auf die Südflanke des Bedrettotales in der Umgebung des Cristallinatales. Sie schliessen sich aufs engste an die Granatphyllite an.

Als Typus mag das Gestein gelten, das zirka 500 m weit nördlich vom Naretpass am Kamm zum Madone, noch südwärts vom Lebendungeis ansteht und somit zur „Cristallinamulde“ gehört. Es ist ein schwarzgrauer, feinblättriger, seidenglänzender Phyllit, der von zentimetergrossen Staurolith- und Granatporphyroblasten durchspickt ist.

Mikroskopisch zeichnet sich das Gestein aus durch das Auftreten von Chloritoid mit dem charakteristischen Pleochroismus, sowie einem farblosen Sprödglimmer mit kleinem Axenwinkel.

IV. Quarzitisches Kalkphyllite und Kalkquarzite (S q).

Die stratigraphisch tiefern Teile der „Bündnerschiefer“ unsers Kartengebietes zeigen vielfach eine stark *psammitische Fazies*, in dem die Kalkphyllite nach unten ersetzt werden durch *quarzitische Kalkphyllite*, *Kalkquarzite*, *Serizitquarzite*, *quarzitische Sandsteine*, *Arkosesandsteine* etc. Diese Gesteine dürften stratigraphisch am ehesten mit den Quarziten des Sinemurien und Pliensbachien im Massiv des Torrenthorns parallelisiert werden (M. Lugeon, Beitr. Lfg. 30, N. S., Spezialkarte Nr. 60).

Ihre Entwicklung ist nicht in allen basalen Teilen der Hauptmulde gleichmässig. Besonders im Westteil der Bedrettomulde wiegt die psammitische Fazies vor. Gegen Osten nimmt sie ab. Südlich und südöstlich von Airolo ist der Südrand der Bedrettomulde ziemlich frei von quarzitischen Gesteinen. Dagegen stellen sie sich ganz im Osten, wo die Hauptmulde in die verschiedenen Teilmulden auskeilt, wieder häufiger im Dach der Triasablagerung ein.

Mächtig entwickelt sind quarzitisches Kalkschiefer in der Teilmulde von Piumogna. Auch fehlen sie in der Teilmulde von Fusio nicht. Auch die schmale Zweigmulde des Canariatales ist reich an quarzigen „Bündnerschiefern“. In der Mulde von Campo im Bavonatal setzt die Psammitfazies erst westlich von der Bavona ein und erreicht eine starke Entwicklung im Pizzo della Medola, der aus mächtigen, massig entwickelten Kalkquarziten sich aufbaut.

Frei von Quarzifazies ist dagegen die „Cristallinamulde“ mit ihren Zweigmulden.

Eine grosse Bedeutung erlangt die *Psammitfazies im Cavagnoligebiet*, d. h. der Gebirgsgruppe zwischen dem obern Bedrettotale und dem obern Bavonatal. Die tiefern Bündnerschiefer sind hier von mehreren mächtigen Kalkquarzitlagen unterbrochen. Aber auch die zwischenlagernden Schiefer erlangen durch ihren Quarz- und Biotitreichtum einen vom normalen Kalkphyllit abweichenden Typus. Auf der Simplonkarte ist dieser Typus als „Braune quarzige Schiefer mit Biotit“ besonders ausgeschieden. Diese Ausscheidung ist dort um so berechtigter, als diese „braunen Schiefer“ weiter westwärts im obern Formazza auch tektonisch eine selbständige Rolle spielen. Vom Giacomopass ostwärts ist dies aber nicht mehr der Fall, und so wurde für die Maggiagegend auf die Trennung der quarzreichen braunen Schiefer von den normalen Kalkphylliten mit denen sie durch alle denkbaren Übergänge verbunden sind, verzichtet.

Das Cavagnoligebiet zeichnet sich in fazieller Beziehung ferner noch dadurch aus, dass die Psammitfazies nicht nur auf die Basis der „Bündnerschiefer“ beschränkt bleibt, sondern auch auf die Trias und vielleicht sogar vortriadische Ablagerungen übergreift. Die sonst regelmässig an der Basis der Bündnerschiefer sich einstellenden typischen Triasgesteine fehlen hier streckenweise ganz, so zwischen dem Valeggia- und Cavagnoligletscher. An ihre Stelle treten marmorartige Kalkschiefer und quarzitisches Glimmerschiefer in mehrfachem Wechsel. Die Unterscheidung der zahlreichen Umwandlungsprodukte dieser verschiedenartigen quarzreichen Ablagerungen ist nicht leicht.

Die Kalkphyllite können durch Zunahme des Quarzgehaltes in quarzitisches Kalkphyllite übergehen, die den normalen äusserlich durchaus gleichen. Bisweilen aber nimmt mit dem Quarzgehalt eine mehr massige Struktur überhand neben Abnahme des Pigments, und es entstehen helle oft porös anwitternde Kalkquarzitmassen, die quarzigen Triasmarmoren gleichen. Aus solchen Gesteinen besteht z. B. das gewaltige Felshorn des Pizzo di S. Giacomo. Andererseits bilden sich serizitische Quarzitschiefer heraus, die von den triadischen und permischen „Quarzreichen, hellen Glimmerschiefen“ schwer zu unterscheiden sind. Dazu kommt noch die Möglichkeit tektonischer Einwaltungen der ältern Gesteine in die jüngern.

Besondere Erwähnung verdienen noch die auf der Karte nicht besonders ausgeschiedenen *Arkosesandstein-Quarzite*. Solche Gesteine fand ich als Einlagerung im Kalkschiefer am untern Teil des Felssporns, der vom Punkt 2750 der Loita delle Camoscie in die Schutthalden des Val di Ruino hinabtaucht. Die hellgrauen, ziemlich massigen, wenig schiefrigen Gesteine bestehen wesentlich aus Quarz, Kalzit, Muscovit und Orthoklas. Diese Gemengteile bilden eine feinkörnige „Grundmasse“, in die eingestreut dem blossen Auge glashelle Quarzkörner, Orthoklasspaltstücke und kleine Linsen dunkelgrauen Dolomitgesteins auffallen.

Die grauen gneisartig aussehenden und vom dunklen Kalkphyllit scharf sich abhebenden Schichtbänke, die dem Besteiger des Ponc. di Vespero auffallen, da sie den obersten Teil des Ostgrates bis nahe zum Gipfel bilden, haben ganz dieselbe Zusammensetzung wie die eben beschriebenen Arkosesandsteine vom Val di Ruino. Sie führen gleichfalls vereinzelte Bruchstücke dunkelgrauen Dolomits, sind also ebenfalls polygener Natur und stehen zweifellos mit den Konglomeratschichten des Vespero genetisch in engster Beziehung.

V. Konglomerate und Blockschichten im Bündnerschiefer.

Die mesozoischen Phyllite der Bedrettomulde enthalten auf der Südseite des Bedrettotales mehrere Einlagerungen eigentümlicher Konglomeratschichten. Dieselben sind oft begleitet von Kalkquarziten und Arkosesandsteinen der basalen Bündnerschiefer oder von Marmoren, die zur Trias zu stellen sind. An manchen Stellen erhält man den Eindruck, dass die Konglomeratschichten von den Sandsteinen und Marmoren faziell vertreten werden. Stratigraphisch sind sie demnach zur Trias, oder doch an die Basis der jurassischen Bündnerschiefer zu stellen. Das bedeutendste dieser Konglomeratlager durchzieht die Valle Marscia im obern Maggialtal und lässt sich von hier dem Nordhang der Loita delle Camoscie entlang quer durch die Alp Cristallina bis ins Valeggiagebiet hinein verfolgen.

Von den Konglomeraten im Simplongebiet, sowie denen von Campo im Bavonatal unterscheiden sich die Konglomeratschichten im Bedrettotal in ihrer geologischen Situation dadurch, dass sie mitten im Hauptstamm der Bündnerschiefer auftreten in mehreren, von mächtigen Bündnerschiefermassen getrennten Lagern. Ich bin der Ansicht, dass diese Verteilung der Konglomerate nicht stratigraphisch begründet ist, d. h. durch periodische Wiederkehr derselben Fazies, sondern auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden muss. Wir haben es wahrscheinlich mit mehrfacher Wiederholung derselben Schichtglieder durch mächtige Schuppung zu tun. Dies würde auch teilweise die stupende Mächtigkeit der Bündnerschiefer erklären.

Die schönsten Aufschlüsse in diesen merkwürdigen Gesteinen finden sich im obersten Teil der *Valle Marscia* oberhalb Garzonera, da wo das Tälchen die Senke im Kamm zwischen Ponc. di Vespero und der Loita della Camoscie trifft.

Die einzelnen Rollstücke der Konglomeratschicht schwellen hier zu gewaltigen Dimensionen an. Bis kubikmetergrosse Blöcke sind nicht selten, so dass förmlich Blockschichten entstehen. Die Lagen grober Konglomerate wechseln mit quarzitischen Sandsteinen und feinkonglomeratischen Schichten. Die grössten Blöcke sind meistens Granitgneise, Augengneise, wie sie in den peripheren Teilen des Maggialappens allgemein verbreitet sind. Ferner auch feinkörnige Aplitgesteine. Unter den feinem Konglomeraten findet man Quarzgerölle, sowie dunkelgrauen, zuckerkörnigen Dolomit.

Die Abrundung der Stücke ist teilweise eine unvollkommene. Dies sowie die Dimensionen der Blöcke sprechen für einen ganz kurzen Transport des Materials bei der Bildung der Ablagerung.

Das Bindemittel zwischen den Konglomeraten entspricht seiner Zusammensetzung nach durchaus den oben beschriebenen Arkosesandsteinen.

Nach dem Gesagten hätten wir diese Konglomeratschichten aufzufassen als eine *besondere Fazies* der an der *Basis der „Bündnerschiefer“* des nördlichen Tessin weitverbreiteten detritischen Ausbildung der Sedimente. Für ihre Altersbestimmung ist wichtig, dass sie neben prätriadischen kristallinen Gesteinen auch zuckerkörnigen Dolomit der Trias enthalten.

Analoge Bildungen ähnlichen Alters sind im Simplongebiet bekannt. Vor allem sind zum Vergleich die Triasschichten ob dem *Obersee am Hohsandgletscher* heranzuziehen. Hier finden wir ein *polygenes Konglomerat über Triasmarmor* an der Basis der Kalkschiefer aufgeschlossen.

Zur selben Stufe gehören wahrscheinlich die von *Holst Pelekan* (Dissertation, Zürich 1913, pag. 73) gezeichneten *Dolomitgerölle im „Quartenschiefer“* des Skopigebietes. (Vgl. auch P. Niggli und W. Staub, Beiträge, XLV, pag. 69.)

In genetischer Beziehung sind für den Vergleich der Blockschichten in der Valle Marcia besonders wichtig die *Konglomerate zwischen Triasdolomit und Rofnaporphyr*, die bei *Canicul* (Avers, Graubünden) so schön aufgeschlossen sind. Sie haben eine unsern Blockschichten im Bedretto durchaus ähnliche Zusammensetzung: Augengneis, Quarzit, Dolomit, und stehen ihnen an Grösse der Rollstücke nur wenig nach.

Aus den Dimensionen der gerundeten Blöcke im Valle Marcia müsste man auf eigentliche Küstenkonglomerate schliessen. Bei tektonischen Erklärungsversuchen wäre an Gesteinsverknütfungen im Sinne von Königsberger oder an Mylonitbildung zu denken. Dass die Geröllschichten von der Gebirgsfaltung intensiv mechanisch bearbeitet sind, lässt sich nicht leugnen. Weitere Untersuchungen sind wünschenswert. Nach dem Beobachtungsmaterial, das mir bis jetzt vorliegt, möchte ich für die Erklärung der Blockschichten im Bedrettototal der Annahme einer primären Konglomerat-ablagerung den Vorzug geben.

Trias.

Die auffallenden Gesteine marin-lagunärer Bildung: *Dolomit, Gyps, Rauhwacke*, die auf der Grenze von Bündnerschiefer und ältern kristallinen Gesteinen durchs Oberwallis hinaufziehen und über den Nufenen ins *Bedrettototal* eintreten, sind zuerst von *H. Gerlach* (Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. XXIII, 1869) zur Trias gerechnet worden, gestützt auf die Arbeiten von Favre und Lory, die als erste die Rauhwackenbildungen in den Savoyeralpen der Trias beizählten.

Ihre stärkste Entwicklung erlangen diese Bildungen im *Canariatal*, dessen gewaltige Gypsstöcke in der ältern Literatur schon viel genannt worden sind. Mächtige Rauhwackezüge ziehen vom Canariatal als Begleiter des Bündnerschieferkerns der *Pioramulde* und weiter ostwärts als Muldenkern bis zum Skopi.

Südwärts von der Hauptmulde fehlen mancherorts Gyps und Rauhwacke als Triasvertreter an der Basis der Bündnerschiefer. An ihre Stelle treten *Dolomit* oder *marmorartige körnige Kalke*.

In der einen oder andern Form finden wir die Triasbildungen regelmässig die Bündnerschiefer in die kühnsten Faltenwürfe begleiten und sie von verschiedenartigen ältern kristallinen Bildungen trennen. Das Ende einer aus Mesozoikum bestehenden Spitzfalte besteht in der Regel aus Triasgesteinen.

Am *Nordbogen des Maggialappens* sind die Triasbildungen, verglichen mit der Zone Airolo-Canaria-Piora, nicht sehr typisch. Dolomit und Rauhwacke sind seltener, die Trias überhaupt wenig mächtig, wohl infolge intensivster Verzerrung durch Faltung, die anderseits oft mehrmalige Wiederholung derselben Triaslagen übereinander bedingt.

Die den *Lebendungneis* beiderseits begleitenden *Triasbildungen* sind in der oben (Seite 49) beschriebenen *Psammitfazies* entwickelt und von den entsprechenden Schichten am Nordflügel der Bedrettomulde stark verschieden. Die zuckerkörnigen Dolomite vom Lago Sfundau und Lago Bianco

verknüpfen jedoch diese Psammittrias mit der Haupttriaszone im Bedretto durch das Bindeglied der Campolungodolomite. In der Campolungotrias sind Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit vereinigt, während der Psammitfazies die Rauhwacke fehlt.

Der Airoleser Trias in der Ausbildung näher stehend ist dagegen wieder der Triasbogen am *Nordrand des Campo-Tencia-Lappens*. Hier haben wir die auffallenden, schneeweissen, *zuckerkörnigen Dolomite des Campolungo*. Ihre Zugehörigkeit zur Trias hat *F. Rolle* (Beiträge XXIII, 1881, pag. 19) aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im Avers hergeleitet. *A. Heim* parallelisierte sie in seinen schon 1871—85 aufgenommenen Profilen (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, 1891, Tafel 1, Nr. 2) mit dem Rötidolomit und stellt sie damit ebenfalls zur Trias. Die durch die vorliegenden Aufnahmen klargelegten tektonischen Beziehungen der Campolungodolomite zu den Triasbildungen am Nordrand der Bedrettomulde zeigen die Zugehörigkeit beider Gesteinsgruppen zur selben Formation noch evidenter.

I. Quartenschiefer (Q).

L. Krige (l. c. pag. 522) hat fürs *Pioragebiet* einen zwischen Rauhwacke und Bündnerschiefer liegenden Schichtkomplex von der übrigen Masse der Bündnerschiefer abgetrennt und als *Quartenschiefer* kartiert. Es sind grünliche, graue Glimmerschiefer und Phyllite sowie helle Dolomitglimmerschiefer und weisse Quarzitbänke. Während sie im Pioratal in starker Entwicklung regelmässig im Dach der Rauhwacke sich einstellen, erreichen sie im Canariatal nur wenige Meter Mächtigkeit und scheinen westlicher zu fehlen.

Der *Riale di Berri* entblösst diese Quartenschiefer im Nordschenkel der Canariamulde, wo dieselben als Einlagerung in der jüngsten Rauhwackeschicht auftreten.

Es sind vorwiegend dunkle, kalkreiche, vielfach quarzitischeschiefer, wechselnd mit groblättrigen Biotit- und Zweiglimmerschiefern sowie Einlagerungen von Marmor, Rauhwacke und zuckerkörnigem Dolomit. Querklüfte in den Schiefern sind skapolithführend. Ferner sind dem Komplex granathaltige Sericitschiefer eingelagert, die mit den prätriadischen Gesteinen der Tremolaserie grosse Ähnlichkeit haben.

II. Körniger Kalk, Marmor (M).

Wo Gyps, Rauhwacke und Dolomit fehlen, stellen sich in der Regel zwischen Bündnerschiefer und den prätriadischen kristallinen Massen die marmorartigen, körnigen Kalke ein.

Ausnahmsweise findet man auch grobkristallinen Kalk in schlierenartigem Wechsel mit zuckerkörnigem Dolomit. So z. B. in der Marmorlinse auf der Alpe di Ravina ob Airolo, östlich vom Punkt 1835.

In den Fällen, wo die körnigen Kalke mit Gyps und Rauhwacke zusammen vorkommen, derart, dass man aus den Lagerungsverhältnissen Schlüsse auf ihr relatives *Alter* ziehen kann, erscheinen die körnigen Kalke als die jüngere Formation. Die Umgebung von Airolo liefert dafür Beispiele: Der Weg von Airolo nach Nante, der aus dem Bündnerschiefer in die Trias eintritt, durchschneidet zuerst körnigen Marmorkalk, dann Rauhwacke, dann Gyps. Die Aufschlüsse am Tessinufer unter dem Bahnhof Airolo lassen auf dieselbe Schichtenfolge am Nordschenkel der Canariamulde schliessen.

Der zuckerkörnige Dolomit dagegen erscheint, in den Aufschlüssen am Campolungo wenigstens, als eine ältere, unter der Rauhwacke liegende Bildung.

Die körnigen Kalke bestehen teilweise fast rein aus kohlensaurem Kalk. Häufiger sind sie glimmerführend. Grünlicher Biotit und Muscovit herrschen vor. Bei reichlichem Biotitgehalt gleichmässig dunkel gesprenkelter, massiger Marmor findet sich bei Garzonera. Von gefalteten dunkeln Biotitlagen durchzogen erscheint der Marmor von Gheiba im Pecciatal. Der sonst glimmerfreie, bläulichweisse Marmor im Profil Airolo-Nante enthält kleine Schüppchen von Talk.

Die körnigen Kalke sind von zahlreichen Gesteinsarten in untergeordneten Massen begleitet, die weder zum Bündnerschiefer noch zu den prätriadischen Gesteinen gehören, sondern eine cha-

rakteristische Gefolgschaft der Marmore bilden. Sie sind nicht besonders ausgeschieden, sondern mit den körnigen Kalken zusammen in der Farbe der Trias angegeben worden. Von solchen untergeordneten *Begleitgesteinen* der körnigen Kalke sind zu nennen: Zuckerkörniger, massiger Dolomit in kleinern Linsen und Lagern, gelblicher wohlgeschichteter Dolomit und dolomitischer Kalk, rostige gelbbraune Sericitschiefer. Häufig sind quarzreiche Gesteine: Braune quarzreiche Kalke und eigentliche Quarzite. Plattige quarzitische Kalkphyllite findet man stellenweise in Wechsellagerung mit dem körnigen Kalk an dessen oberer Grenze. Quarzitische Schiefer vertreten den Triaskalk ganz z. B. bei Corte della Fontana ob Fusio.

Eine bemerkenswerte petrographische Konstanz weitentfernter tektonisch gleichartiger Gebirgsglieder zeigt das Vorkommen weisser Sericitschiefer mit grossen Granat- und Staurolithkristallen an. Dieses auffällige, schöne Gestein findet sich in den Nordostabstürzen der Pizzo della Rossa im Pecciatale an der Basis des Triasmarmors, anderseits aber auch in völlig übereinstimmender Ausbildung am Gipfel des Pizzo Teggiolo über dem Simplontunnel, ebenfalls an der Basis des Triasmarmors den Antigoriogneis überlagernd.

Den biotitführenden Marmoren von Gheiba im Pecciatal sind ganz kleine Linsen (einige cm dick) von oxydischen *Manganerzen*, begleitet von Rhodochrosit, eingelagert.

III. Zuckerkörniger Dolomit (D).

Als Typus dieser Gesteinsart („zuckerartiger Dolomit“ nach Studer) mag der durch seine Mineralien berühmte *Dolomit des Campolungo-* und *Cadonighinopasses* (2141 m) gelten. Die gegen 200 m mächtige Dolomitschicht bildet weithin leuchtende, weisse Felspartien, und die Rinnsale in ihrer Umgebung sind von schneeweissem, feinem Dolomitsand erfüllt. Untergeordnet kommen auch, heller oder dunkler mausgraue und hellgelbliche Varietäten vor mit ganz unregelmässig durch den kompakten Dolomit verlaufenden Farbgrenzen. Die dunklern Gesteine sind nach G. Linck reicher an kohliger Substanz und flüchtigen organischen Produkten.

Neben dem reinen Dolomitgestein sind es namentlich noch zwei Gesteinstypen, die im Felde auffallen: Der *Tremolit-Dolomit* und der *Phlogopit-Dolomit*. Die gelblichen phlogopitreichen Dolomitschichten treten wegen ihrer grössern Widerstandsfähigkeit als scharfe Rippen hervor. So besonders in dem schönen Profil des Cadonighinopasses (Punkt 2141).

Der Dolomit vom Campolungo, der stellenweise durch eine eigenartige Biegsamkeit sowie durch Triboluminescenz auffällt, ist vielfach beschrieben und auch analysiert worden (analysiert von Leopold von Buch, Lavizzari, Linck). Nach diesen Untersuchungen enthält das Gestein die Carbonate CaCO_3 und MgCO_3 nahezu in den Proportionen des Normaldolomites. An manchen Stellen wiegt indessen CaCO_3 vor.

Über den *Dolomit des Campolungo als Minerallagerstätte* orientiert J. Königsberger (Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXVI, pag. 517; 1908).

Innerhalb des *Triasgürtels*, der den *Campo-Tencia-Lappen* umfasst, dehnt sich der zuckerkörnige Dolomit nur zwischen dem Piumognatal und der westlich vom Campolungopass gelegenen Alp Pianascio aus. Weiter westlich bis Mogno ist nur mehr Rauhwanke allein der Repräsentant der Trias. Dort fehlen also die ältern Glieder der Trias, nämlich der zuckerkörnige Dolomit und der Quarzit, welche am Campolungo das Liegende der Rauhwanke bilden.

Im gegenüberliegenden, *nördlichen Muldenschenkel der Bedrettomulde* ist der zuckerkörnige Dolomit ebenfalls, wenn auch in geringerer Mächtigkeit, vertreten. Er bildet ein, zwischen den grossen Schuttkegeln unterbrochen sichtbares Band, das von *Prato bis Ambri* am Fusse des Steilhanges sich hinzieht. Hier zeigt der Dolomit mitunter Breccienstruktur, wobei die Bruchstücke durch Kalkstein verkittet sind. Tremolit findet sich im Gestein in feinfasrigen, seidenglänzenden Rosetten.

In der Trias des *Bedrettotales* wird ebenfalls hie und da zuckerkörniger Dolomit beobachtet, in kleinen Mengen die Rauhwanke lager begleitend (Schiavo, Riale di Berri).

Die ganze *Triasumrandung des Sambucoteillappens* führt zuckerkörnigen Dolomit in einzelnen abgequetschten Linsen. Den Triasbildungen zwischen Bedrettomulde und *Lebendungneis* scheint er gänzlich zu fehlen. Dagegen stellt er sich in der „*Cristallinamulde*“, welche die Bedrettomulde mit der Mulde von Campo (Teggiolomulde) verbindet, wieder ein: Zuckerkörniger phlogopitführender Dolomit zeigt sich in geringer Menge südlich vom Naretpass. Und ferner bildet er die markante Felsrippe in dem bemerkenswerten Profil am Südufer des Lago Sfundau (Sciundrau der Karte). *Fritsch* erwähnt von dieser Stelle Skapolith?—Pseudomorphosen.

Auch im Südschenkel der *Teggiolomulde* östlich ob Campo habe ich zuckerkörnigen Dolomit noch beobachtet, während dagegen die mächtigen Triasmarmore des Pizzo di Castello aus grobkörnigem Kalk bestehen.

IV. Zellendolomit, „Rauhwacke“ (R).

Die in unserm Kartengebiet vorkommende Rauhwacke ist ein tuffartig aussehendes, gelbbraunes, cavernöses, von Talkschüppchen silberflimmerndes Gestein. Die Zellenwände bestehen wesentlich aus kohlen-saurem Kalk. Die eckigen Zwischenräume sind an der verwitterten Oberfläche meist Höhlungen. Im Innern der Gesteinskörper sind sie in der Regel gefüllt mit Dolomitpulver, Talkblättern, Chlorit oder auch zuckerkörnigem Dolomit. Das ganze Gestein wäre wohl richtiger als „Zellenkalk“, statt dem gebräuchlichen „Zellendolomit“ zu bezeichnen.

Nach der Hypothese von *Alphonse Favre* (Mont-Blanc, t. III, pag. 441, Paris, Genève 1867) ist die Rauhwacke aus dolomitischem Salzgestein „une Dolomie intimement mélangée avec une substance soluble telle que du sel“ hervorgegangen. *L. Krige* vermutet Gyps als lösliche Substanz. Nach seinen Untersuchungen enthalten die verwitterten Rauhwacken des Pioragebietes regelmässig etwas Sulfat. *A. Heim* (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, pag. 19) hält für wahrscheinlich, dass lediglich die Art der Verteilung der Dolomit- und Kalzitsubstanz die Rauhwackebildung als Verwitterungserscheinung bedinge. Die Strukturen mancher Dolomite unseres Gebietes sprechen durchaus für diese Ansicht.

Die Rauhwacke ist ein ständiger Begleiter der Gypslager. So ist es im Bedrettotal und besonders auffällig im Canariatal, wo Gyps und Rauhwackelager in der Mächtigkeit von mehreren 100 Metern aufgeschlossen sind.

Südlich von der Bedrettomulde ist Gyps nicht mehr beobachtet worden, wohl aber Rauhwacke. Sie schliesst sich hier aufs engste an den zuckerkörnigen Dolomit an. Nicht selten repräsentiert die Rauhwacke ganz allein die Triasformation, ganz besonders in den äussersten Endigungen der zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteine eingeklemmten mesozoischen Mulden. So besonders in den Muldenzweigen die das Piumognatal durchqueren. Die Mulde von Fusio endet südlich Mogno ebenfalls in Rauhwacke. Endlich sei noch die Rauhwacke am Lago Nero erwähnt, die offenbar das abgequetschte Ende einer in den prätriadischen Gneisen verlorenen Triasmulde darstellt.

Von Gesteinen, die in untergeordneten Massen mit der Rauhwacke enge verknüpft sind, so dass Übergänge vom einen Gestein ins andere beobachtet werden, oder von solchen, die die Rauhwacke häufig begleiten, aber auf der Karte unter der Signatur der Rauhwacke subsummiert sind, seien folgende erwähnt: gelbe, schichtige Dolomite ohne oder mit nur vereinzelt Zellen, mit deren Zunahme in Rauhwacke übergehend. Plattige Glimmerdolomite (besonders am Kirchhügel von Cornone). Gelbe Dolomitsande und weicher, gelber Dolomitmulm, stellenweise chloritführend und in Chloritmulm übergehend. Grössere Massen dolomitischen Mulms sind besonders beim Stassenbau Airolo-Fontana angeschnitten worden, wo der Mulm durch den Grundmoränenlehm, vor der Abtragung geschützt war. Ferner sind zu nennen: grüne, feinschichtige, chloritische Schiefer (entsprechend den „chloritischen Schiefern“ in der Trias der Simplonkarte), chloritische Tremolitschiefer (Mogno), verkieselte Rauhwacke, tremolitführender Kalkquarzit und Strahlsteinquarzite.

V. Gyps (G).

Nur der *Nordschenkel der Bedrettomulde* sowie die beiden Schenkel der *Zweigmulde von Canaria-Piora* enthalten gypsführende Trias. Der Südschenkel der Bedrettomulde ist auf unserer Karte gypsfrei. Dagegen gehören ihm die grossen Gypsmassen südlich von Giacomopass im Valdösch (oberstes Formazzatal) an, wenig westlich der Kartengrenze. Der Gyps tritt stets in unregelmässigen Lagern auf, die lokal, wie im untern Canariatal, zu mächtigen Stöcken anschwellen. Rauhwacke ist ständiger Begleiter, und zwar in der Regel so, dass die Rauhwacke die Gypsstöcke beidseitig begleitet und vom Nebengestein scheidet.

Anhydrit ist besonders im Canariatal in Verbindung mit dem Gyps vorhanden. Er zeigt sich als schöne Relikt-kristalle, die dem körnigen Gyps gleichmässig beigemischt sind und schon dem blossen Auge auffallen. Überaus verbreitet, geradezu charakteristisch, ist das Vorhandensein eines bräunlichen bis farblosen phlogopitartigen Glimmers. Auch Chlorit findet sich. Ein grosser Teil der Gypsgesteine kann sehr wohl als Glimmergyps bezeichnet werden. Der von der Strasse Airola-Fontana aufgeschlossene Gyps enthält grössere Kristalle von grauem Dolomit.

Der Mineralreichtum dieser Gypse ist schon längere Zeit bekannt. *Fritsch* erwähnt: Dolomit, Quarz, Eisenkies, Zyanit, Glimmer und Turmalin. *Grubenmann* hat Zirkon nachgewiesen.

VI. Konglomerat an der Basis der Trias.

Bei Campo im Bavonatal finden sich Bruchstücke von Antigoriogneis in den Triasmarmoren eingeschlossen. Diese für die Altersfrage des Antigoriogneises wichtige Stelle ist bereits auf der geologischen Simplonkarte vermerkt (vgl. H. Preiswerk: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 2, 1914, pag. 174 u. 175).

Trias-Permokarbon.

Zwischen die typischen Triasbildungen und die Hauptmasse des vortriadischen kristallinen Gebirges schalten sich quarzreiche sedimentäre Bildungen ein, die detritischen Ablagerungen aus der Zeit des Bundsandsteins und des Permokarbons entsprechen dürften. In den verschiedenen tektonischen Einheiten des Kartengebietes zeigen diese Bildungen eine ungleiche Entwicklung, wie im folgenden für die einzelnen Abteilungen gezeigt werden soll.

I. Quarzite (Q_u).

In dieser Gruppe sind Gesteine zusammengefasst, die genetisch nicht alle zusammengehören.

Die ausgedehntesten und regelmässigsten, sicher sedimentären Quarzitlager sind die, welche im Campolungogebiet das Liegende der Trias-Dolomite bilden. Als ihr Typus mag das Vorkommen der *Alpe della Piotta* im Piumognatal gelten. Die Quarzitschicht, die dort die Rauhwacke unterlagert und auf prätriadischen Granitglimmerschiefern aufruhrt, erreicht 6 m Mächtigkeit. Es ist weisser, wohlgebankter, ziemlich reiner Quarzit, etwas muscovitführend. Auf den Schichtflächen und in Klüften tritt häufig Turmalin auf. Am Campolungopass ist die Quarzitschicht wenig über 1 m mächtig und lässt sich westwärts nicht mehr mit Sicherheit nachweisen.

Im *Pioragebiet* beobachtet *Krige* ebenfalls an der Basis der Trias Quarzite, die er zur untern Trias stellt. Sie sind meist sehr wenig mächtig. Nur auf der Südseite des Ritomsees, wo unsere Karte sie verzeichnet, erreichen sie bis 20 m. Sie führen Turmalin in auffallender Übereinstimmung mit den Quarziten des Piumognatales. An Strukturelikten lassen sie ihre Entstehung aus Quarzgeröllen erkennen.

Ein auch in technischer Hinsicht bemerkenswertes Quarzitlager bedeckt am *Monte Piottino* den Tessinergneis und scheidet ihn von prätriadischen Sedimenten. Das Gestein enthält neben Quarz Muscovit, einen lichtbraunen Glimmer, hie und da Reste von Orthoklas, Kalzit, Epidot,

Titanit und ziemlich regelmässig Pyrit in beträchtlicher Menge. Diese Zusammensetzung, besonders die Anwesenheit von Karbonaten und dem hellbraunen, phlogopitähnlichen Glimmer, scheint mir für sedimentären Ursprung des Quarzitlagers zu sprechen.

Quarzite in kurz anhaltenden, mehr linsenförmigen Lagern begleiten da und dort Intrusionen saurer Orthogneise und sind als deren Spaltungsprodukte aufzufassen, also eruptiven Ursprungs. Hierher gehört das Vorkommen der Alp Morghiola im Piumognatal und wohl auch die Quarzitmasse westlich vom Pizzo Meda ob Ambri. Auf der Karte sind diese Gesteine als saure Eruptivgesteine mit der Farbe der Granitgneise angegeben.

II. Quarzitreiche, helle Glimmerschiefer (V).

Diese Kategorie von Gesteinen entspricht den „hellen, quarzitischen Schiefern mit Sericit“ der Simplonkarte. Sie sind lediglich in der *Sedimenthülle des Lebendungneises* vertreten und schalten sich dort zwischen die Schiefer und Quarzite der Juraformation einerseits und die prätriadischen kristallinen Gesteine anderseits ein. Sie wechsellagern häufig mit den triadischen Kalken. Diese Faziesverhältnisse im Gebiet des Lebendungneises sind Seite 49 besprochen worden.

Die mächtigste Entwicklung erlangen die hier besprochenen Gesteine südlich vom Cavagnoligletscher in der Gegend der Alp L'Arzo. Es sind helle, mittelkörnige, oft wenig schiefrige, eher massige Gesteine, die zwei Glimmer und häufig Granat führen. Das Mikroskop zeigt den hohen Quarzgehalt neben ganz spärlichem, sekundärem Feldspath.

Charakteristisch für diese quarzreichen Glimmerschiefer, besonders im Abschnitt östlich und nordöstlich vom Cavagnoligletscher, ist das Auftreten von Nestern eines bläulichen, zertrümmerten, späthigen Minerals. Es erweist sich als bestäubter Orthoklas, der den blauen Orthoklasen in der intrusiven Granitmasse am Pizzo Ganna im Campo-Tencia-Lappen entsprechen dürfte.

Offenbar sind diese quarzreichen Schiefer detritische Produkte der benachbarten prätriadischen Massen.

III. Karbon.

Am Fussweg von Faido nach *Gribbio* fand ich auf zirka 1180 m Höhe im Hangenden der ausgewalzten Triasmulde zwischen Rauhwacke und den Granatglimmerschiefern schwarze, quarzige, gequälte, an Karbon erinnernde Schiefer in Begleitung von Quarzit.

Auf der andern Talseite, bei *Mattengo*, fand *A. Jeannet* im Liegenden derselben Triasmulde zwischen Dolomit und den Paragneisen graphitische Schiefer, die er für Karbon anspricht. Sie sind vom Triasdolomit durch wenige Meter mächtige magnetitführende Quarzite — ein charakteristisches Gestein der Tremolaserie (pag. 61) — getrennt, von den Paragneisen durch schiefriges Quarzkonglomerat. Dieser Fund bestimmte mich, auch die schwarzen Schiefer von Gribbio als Karbon auszuscheiden.

L. Krige konstatiert (Eclogae, April 1918, pag. 569) Graphitoidphyllite als Mulden eingefaltet im Orthogneis des Cadlimotales. *J. Königsberger* (Eclogae, Dezember 1908, pag. 527) berichtet von kohlenführenden Schichten am Giubing. Diese letztern liegen stratigraphisch an der Basis der Tremolaserie. Das gleiche dürfte von Kriges Graphitoidphylliten gelten.

Parallelisiert man beide Vorkommen kohligler Schiefer mit den von Dr. Jeannet gefundenen bei Mattengo sowie mit denen von Gribbio und stellt sie alle ins Karbon, so ergeben sich als wichtige stratigraphische Resultate: 1. dass das Alter der Tremolaserie zwischen Karbon und Trias liegt; 2. dass die Tremolaserie bei Mattengo nur durch den wenige Meter mächtigen Magnetitquarzit vertreten ist und auch bei Gribbio auf ein Minimum sich reduziert.

Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.

Folgende tektonische Einheiten des Gebietes: „Antigoriogneis“, „Maggialappen“, „Campotencia-Lappen“, „Lebendungneis“, „Molaremassiv“, „Tessinergneis“ bestehen in ihrer Hauptmasse aus prätriadischen kristallinen Gesteinen. Sie sind grösstenteils durch mesozoische Sedimente voneinander geschieden.

Die Parallelstruktur dieser kristallinen Gesteine geht in den meisten Fällen mit der Schieferung sowie auch mit den Schichtflächen der hangenden mesozoischen Ablagerungen parallel. Die beiden Formationsgruppen befinden sich demnach scheinbar in konkordanter Lagerung.

Die Tatsache jedoch, dass die Basis der mesozoischen Bildungen, d. h. die Trias-Dolomite und -Quarzite, ganz verschiedene Teile des prätriadischen „Grundgebirges“ berühren, indem sie bald Granitgneisen, bald Granat- und Staurolithglimmerschiefern und bald amphibolführenden Schiefern aufgelagert sind, ferner das Auftreten von Bruchstücken des Grundgebirges, die in den Triasmarmoren eingeschlossen sind — eine Erscheinung, die im benachbarten Simplongebiet noch weit häufiger ist —, zeigt deutlich, dass *Diskordanzen zwischen Trias und prätriadischem Gebirge* bestanden haben müssen.

Die durch die tertiäre Gebirgsbildung bedingte Schieferung aller vortertiären Formationen hat an vielen Stellen diese Diskordanz verwischt, an andern aber ist sie durch die Gebirgsbewegung offenbar noch mehr akzentuiert worden infolge von Abscheerungen und dgl. Es muss noch gelingen, im einzelnen Falle die Unterscheidung zu treffen zwischen primärer Diskordanz der Ablagerung und rein tektonischer Diskordanz.

Bei der Aufnahme der mächtigen kristallinen Massen der obern Maggiatäler ist besondere Sorgfalt verwendet worden auf die Scheidung der eruptiven von den sedimentären Gesteinstypen. Es ist in der Hauptsache gelungen, diese Gliederung durchzuführen, und es hat sich gezeigt, dass sie allein das Verständnis des innern Aufbaues der einzelnen Massive und Massflappen sowie ihres Zusammenhanges untereinander ermöglicht. Auf der Karte sind die Eruptivgesteine in dunkeln, die Sedimente in hellern Farben dargestellt, um die Übersicht über den Bau der Massive zu erleichtern.

Gewaltige Massen typischer *Eruptivgesteine* sind leicht erkennbar an den Resten von Eruptivgesteinsstrukturen sowie ihrer charakteristischen Mineralassociation. Ebenso sind weitaus der grösste Teil der restierenden Gesteinsmassen an ihrem Mineralgehalt als typische, meist sehr tonreiche, metamorphe *Sedimente* zu erkennen, in denen, selten allerdings, noch Reste primärer Schichtung sich zeigen.

Die *mikroskopische Untersuchung* kann in manchen Fällen die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgneisen ermöglichen. Zwar kommen die meisten Gemengteile in beiden Gesteinsgruppen unserer Karte vor. Aber doch sind manche derselben für die eine oder die andere Gruppe charakteristisch, je nach der Rolle, die sie im Gestein spielen punkto Häufigkeit oder durch ihre verschiedenartige Ausbildung. Einige Beispiele:

Der Biotit ist in den Orthogneisen meist olivengrün bis olivenbraun. In den Paragneisen ist er stets braun, meist ins Rötlichbraune spielend, regelmässig in isolierten Blättchen im Gestein verteilt.

Der Orthoklas zeigt sich in den Orthogneisen häufig mit Gitterstruktur und granophyrischen und perthitischen Verwachsungen, in den Paragneisen recht selten, als kleine Einschlüsse in Plagiaklas.

Die Plagiaklase sind in den Paragesteine meist basischer als in den Orthogesteinen und durch verkehrte Zonarstruktur ausgezeichnet.

Der Quarz zeigt in den Paragneisen mehr Neigung zu lagenförmiger Anordnung.

Epidotmineralien, Apatit, Titanit finden sich mehr in Orthogneisen, Rutil, Turmalin und besonders Granat mehr in Paragneisen.

Orthit habe ich im Tessin nur in Orthogneisen gefunden, Disthen, Staurolith und Sillimanit nur in den Paragneisen.

Schwierig wird die Zuteilung zur einer oder andern Gruppe da, wo die Sedimente von reichlichem Eruptivmaterial in feiner Verteilung intrusiv durchsetzt werden. Es entstehen dann sogenannte *Injektionsgneise*, die in Form von „*Bändergneisen*“ häufig die grossen Eruptivkörper peripher umlagern und von den typischen Sedimenten trennen. Diese Disposition ist besonders in den zentralen Teilen des Maggialappens ausgeprägt entwickelt.

Von Sedimenten, die in ihrer chemischen Zusammensetzung weniger von granitischen Gesteinen verschieden sind als die typischen Tongesteine, sind die Umwandlungsprodukte im Felde oft schwer von denen der granitischen Intrusionen zu unterscheiden, besonders in Regionen, wo beide Gesteine durch intensive Umkristallisation ihre ursprünglichen Strukturen gänzlich eingebüsst und einen gleichförmigen Gneischarakter angenommen haben. Dies trifft besonders für die Gebirgsgruppe des Pizzo Brunescio zwischen Peccia und Bignasco zu, die in dieser Hinsicht der Kartierung erhebliche Schwierigkeiten bereitet.

Die *Verteilung von prätriadischen Eruptivmassen und Sedimenten in den verschiedenen tektonischen Körpern* ist eine durchaus ungleiche.

In der Antigoriogneismasse z. B. fehlen Sedimente bis auf geringe Spuren. Die Trias transgrediert direkt über Granit. Im Campo-Tencia-Lappen dagegen erreichen die Sedimentbildungen eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern.

Die Hauptgranitmassen bilden die *Kerne* der als „*Lappen*“ übriggebliebenen Faltenreste. Sie stellen die tiefsten Teile der aufgefalteten Erdkruste im Kartengebiet dar. Ich möchte sie aber nicht als die ältesten Bildungen auffassen, wie dies früher geschehen ist (Rolle etc.), sondern als tiefliegende *Intrusionen* in den prätriadischen tonigen Sedimentmassen. Ihr Alter dürfte *Oberkarbon* oder *Perm* sein.

Die wichtigsten Granitmassive sind: *Antigoriagneis*. Im Maggialappen: *Alpigiagranit* und *Matorellogranit*. Im Campo-Tencia-Lappen: die *Granitmassen des Pizzo Ruscada* und des *Pizzo Barone*. Im Molaremassiv: der *Tessineragneis*.

Ausser diesen tiefen, granitischen Massen finden sich auch höhere, den oberen Teilen der prätriadischen Schiefer eingelagerte Intrusionen, die als langgestreckte Einlagerungen in den peripheren Lappenteilen erscheinen. Grosse Massen solcher Einlagerungen finden sich namentlich im Westteil des Maggialappens in der Gegend des Pizzo Cristallina und des Ponc. di Braga. An manchen Stellen (Campo la Torba) bilden sie direkt das Liegende der Triasmarmore, vielleicht als permische Oberflächenergüsse.

Diese *höhern Intrusivlager* unterscheiden sich deutlich in der Struktur von den *tiefern Intrusivmassen*. Die höhern Lager sind in der Hauptsache Augengneise von sehr grobflaseriger Struktur, in den höchsten Horizonten feinkörnig, porphyrisch, während die tiefen Intrusionen mehr gleichkörnige Granite sind, die nur in ihren peripheren Teilen Augenstruktur annehmen.

Es spricht manches dafür, dass die beiden Gruppen der Intrusionskörper gleichzeitig entstanden sind. So hängt z. B. die Augengneiseinlagerung des Carragletschers und des Pizzo Sassello im Sambuco-Teillappen direkt zusammen mit dem Granitmassiv des Matorello im Zentrum des Maggialappens. Trotzdem machen sich Altersunterschiede zwischen den zwei Eruptivgesteinsgruppen bemerkbar. In den peripheren Teilen des Maggialappens, in der Gegend des Pizzo Cristallina findet man häufig die grobflaserigen Augengneise von eugranitischen *Gängen* diskordant zur Flaserung durchbrochen. Das Gestein der Gänge ist, abgesehen von etwas geringerer Korngrösse, mit dem der zentralen Granitmasse des Matorello völlig identisch. Der Matorellogranit wäre demnach jünger als die peripheren Augengneislager. Dies ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass auch bei gleichzeitiger Intrusion beider Gesteinsgruppen die tiefer liegenden und grösseren Massen langsamer erkalten und sich verfestigen mussten als die vom Herd entfernteren. Somit können die beiden Gesteinsgruppen dennoch als konsanguin angesehen werden.

Die grossen Granitmassen zeigen häufig Abspaltungen basischeren Magmas in Gestalt von *dioritischen und gabbroiden Gesteinskörpern*. Im Granitmassiv von Alpigia westlich von Fusio zeigen diese basischen Gesteine eine deutlich randliche Anordnung. Mehr isoliert von den zugehörigen

granitischen Gesteinen finden sich grössere Massen von basischen Tiefengesteinen namentlich oberhalb der Alp Prato auf dem Gebirgskamm zwischen Piotta am Tessin und dem obern Maggial.

Ausser diesen grössern Massen, die mehr Tiefengesteinscharakter haben, findet man in verschiedenen Stufen der sedimentären Gneise und Glimmerschiefer untergeordnete Lagen von Amphiboliten und amphibolreichen Gneisen, die als Intrusionen von basischem Eruptivmaterial anzusprechen sind, äquivalent den höhern Intrusivmassen granitischen Magmas.

Die Trennung zwischen den basischen Tiefengesteinen und den von basischem Eruptivmaterial durchschwärmten Sedimenten ist im Zentrum des Sambuco-Teillappens kartographisch nicht ganz leicht durchzuführen. Dagegen sind auch hier zwischen den beiden Gesteinsgruppen Altersunterschiede deutlich zu erkennen, indem von den tiefer liegenden Massengesteinen aus basische Eruptivgänge in die höhern amphibolreichen Schichten eindringen.

A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise).

I. Glimmerschiefer, feinkörnige, braune Biotitgneise, Bändergneise, Injektionsgneise (Gn).

In dieser Gruppe sind alle Paragneise und Glimmerschiefer, d. h. alle metamorphen Sedimente des „Grundgebirges“ vereinigt. Abgesehen von den schon (pag. 56) besprochenen prätriadischen quarzreichen Glimmerschiefern. Besonders aufgeführt sind in der Legende alle diejenigen Paraschiefer, die durch auffallende Mineralgemengteile wie Granat, Staurolith, Disthen oder Amphibol schon bei der Feldaufnahme sich ausscheiden lassen.

Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind weder geologisch noch genetisch von den übrigen Paraschiefern und Gneisen zu trennen. Die sie im Felde charakterisierenden Gemengteile sind mikroskopisch auch Bestandteile der übrigen Paraschiefer. Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind daher auch nur durch Signaturen ausgeschieden, ohne scharfe Abgrenzung. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Durchführung dieser Ausscheidungen wegen der mangelnden Kontinuität der betreffenden Gesteinsvarietäten in manchen Teilen der Karte nur an den direkt beobachteten Stellen möglich war, so dass noch manche Lücke auszufüllen bleibt.

Die Hauptmasse der unter der Bezeichnung „Gn“ ausgeschiedenen Gruppe bilden Gesteine, die man summarisch zweckmässig als „*Braune Gneise*“ bezeichnen könnte. Die Oberflächenfarbe unterscheidet sie in der Regel schon von den mehr grauen Orthogneisen.

Der *verbreitetste Typus* ist ein ziemlich feinkörniger, mehr oder weniger schiefriger Gneis, gleichmässig gesprengelt durch braune Biotitblättchen, die in einer hellen, feinkörnigen, sericitischen Quarzfeldspathmasse schwimmen. Häufig sind kleine rötliche Granatkörnchen eingestreut.

Hier und da lässt sich in diesen Gesteinen noch ursprüngliche Schichtung erkennen an der lagenweisen Anordnung der Gemengteile. Dabei ist die Schichtenlage unabhängig von der Schieferung. Derartige Reliktstrukturen fand ich am Pizzo Ganna ob der Alpe del Lago und an der Motta di Gribbio im Campo-Tencia-Lappen, ferner bei Predelp im Molaremassiv.

Weit verbreitet sind sodann auch mehr grobschiefrige Typen, bei denen die reichlich vorhandenen Glimmer kontinuierliche, flasrige Häute bilden, die um die augenförmigen Teile des feinkörnigen in der Regel granatführenden Grundgewebes gewickelt sind.

Die chemische Untersuchung hat gezeigt, dass diese Gesteine die Zusammensetzung von typischen, ziemlich eisenreichen *Tonsedimenten* haben.

Die grösste Masse der „braunen Gneise“ findet sich in der Campo-Tencia-Gruppe. Sie erreichen dort Mächtigkeiten bis zu mehreren Kilometern. Ihre Grenze gegen die intrusiven Eruptivmassen ist dort meist wohl erkennbar und scharf.

Anders im Zentrum des Maggialappens. Hier — besonders in der Gegend der Alp Rodi — treten zwischen den Granitmassen und den typischen Sedimentgneisen eigenartige „*Bändergneise*“ auf, deren Natur noch nicht festgestellt ist. Es sind schiefrige Gneise, die einen scharfen Wechsel von dunkeln, biotitreichen und hellen aplitähnlichen Lagen zeigen und an sogenannte Injektionsgneise erinnern. Ihre Grenze gegen die richtigen Sedimentgneise ist oft schwer zu finden, dagegen

setzen sie gegen das Granitmassiv deutlich ab. Sie sind mit zu den Sedimenten gestellt worden, da eine Abgrenzung gegen diese bei der Feldaufnahme vorläufig nicht durchführbar erschien.

In einigen Teilen des westlichen Maggialappens, z. B. bei Laiozza am Ostfuss des Pizzo Cristallina und auf der Alp Lielpe im Bavonatal, sind die „braunen Gneise“ grobkörnig und gleichförmig massiv ausgebildet, so dass sie im Felde kaum als Paragneise erkennbar sind. Trotzdem möchte ich sie auf Grund ihres mikroskopischen Verhaltens, das ich später zu beschreiben gedenke, zu den Sedimenten zählen.

Ferner sind zu der Gruppe „Gn“ Gesteine gestellt, die mit eruptivem Material derart gemischt, resp. von ihm durchdrungen sind, dass ihre sedimentäre Natur verwischt ist und stellenweise kaum mehr erkannt werden kann. Hierher gehören namentlich im südlichen Teil der Alp Brunescio verbreitete Gesteinstypen, die als *Injektionsgneise* anzusprechen sind. Sie dürften den „Bändergneisen“ im Maggialappen entsprechen.

II. Granatglimmerschiefer (Gt).

Da, wo die braunen Gneise (Sedimentgneise) in grössern Massen auftreten, entwickeln sich in der Regel zonenweise einzelne oder mehrere Gesteinsgemengteile zu grössern Porphyroblasten namentlich: Granat, Staurolith, Disthen und Plagioklas. Besonders Granat und Staurolith treten in grossen und zahlreichen Individuen auf und geben ausgedehnte Gesteinskomplexen das charakteristische Aussehen der Granat- und Staurolithglimmerschiefer.

Es bleibt weiterer petrographischer Untersuchung vorbehalten, zu entscheiden, ob diese letztgenannten Gesteinstypen durch das Vorhandensein von Sedimenten bedingt sind, die stofflich von den übrigen „braunen Gneisen“ sich unterscheiden, oder ob sie ihren Typus nur einer besondern Art von Umkristallisation verdanken, die in solchen Teilen der „braunen Gneise“ eingetreten ist, die mechanisch in höherem Grade beeinflusst worden sind. Ihr geologisches Auftreten spricht für diese letzte Annahme.

Die Hauptverbreitungsgebiete der *Granatglimmerschiefer* sind: 1. der Campo-Tencia-Lappen, besonders in seinen westlichen und nördlichen Randteilen; 2. die bogenförmige Paragneiszone zwischen den Granitmassiven Matorello und Alpigia; 3. die Region des Poncione Tremorgio im Sambucolappen; 4. im Molaremassiv: die höher gelegenen Abhänge ob Faido, besonders die Alp Chierri.

Südlich vom Campolungopass zeichnen sich die Granatschiefer durch hohen Quarzgehalt aus. Sie gehen in *Granatquarzite* über. Diese widerstandsfähigen Gesteine bilden die markanten Gipfel des Pizzo Campolungo und seines nordwestlichen Ausläufers, den kühnen Felszahn des Pizzo del Prevat am Campolungopass.

III. Staurolith-Disthenglimmerschiefer (St).

Die *Staurolithglimmerschiefer* sind stets mit den Granatglimmerschiefern verknüpft. Beide Verbreitungsgebiete decken sich annähernd. Im südöstlichen Teil unserer Karte nehmen die Staurolithglimmerschiefer als Vertreter der sedimentogenen Bildungen stark überhand. Vor allem in den flachen Südhängen des Pizzo Forno im obersten Teil des Val Chironico. Hier liegt auch die auf der Karte eingetragene weltberühmte *Fundstelle von Disthen- und Staurolithkristallen*, die stellenweise in weissen Paragonit (Natronglimmer) eingebettet sind. Abgesehen von diesem Mineral, enthalten diese schönen grosskörnigen Gesteine dieselben Gemengteile wie die normalen Staurolithglimmerschiefer, in denen sie liegen. Grosskörnige Stufen der Staurolith-Disthenglimmerschiefer findet man auch in der Nordwand des Pizzo Forno und am Ostgrat. Es scheint, dass die Lagerstätte dieser Gesteine eine der allgemeinen Paralleltextur folgende Schicht bildet, die das Fornomassiv durchschneidet. In diesem, seiner Gestalt nach offenbar tektonisch bedingten Gesteinskomplex haben demnach die Tonsedimente eine eigenartige Umwandlung erfahren, die in ihrem Charakter sich wohl mit der von L. Hezner geschilderten Metamorphose der Tremolaserie vergleichen lässt, die ja ebenfalls mit erheblicher Natronzufuhr verbunden ist.

Auf der Alp Lareccio und in Cinghina habe ich Knollen von *Andalusit* im Staurolithglimmerschiefer gefunden, am Nordostfuss des Pizzo Barone *Pleonast*, als Oktäeder in Quarzknuern.

IV. Amphibolführende Gneise und Amphibolite (S a).

Mannigfaltige amphibolführende Gesteine, die in geringer Mächtigkeit den sedimentären braunen Gneisen und Glimmerschiefern eingelagert erscheinen, gehören hieher. Auffallend häufig begleiten solche den Rand saurer Intrusivmassen (z. B. an der Basis der Barone-Gneismasse). Sie nehmen auch Teil an der Bildung der „Bändergneise“. Namentlich in der Gegend des Pizzo di Rodi.

Genetisch sind sie wohl grösstenteils von intrusiven basischen Eruptivgesteinen herzuleiten und sind dann gleichzusetzen mit den „basischen Eruptivmassen in den Paragneisen“ (A unserer Legende).

V. Gneise mit schlierigen Knauern, Typus Lebendungneis (L b).

Diese auffallenden Gesteine sind hauptsächlich im Gebiet der Simplonkarte zu Hause. Namentlich im Gebiet des Cavagnoligletschers sind sie typisch entwickelt (vgl. die Erläuterungen zur Simplonkarte, pag. 12 und 13). Ihre genaue Untersuchung steht noch aus. Die Deutungsversuche schwanken zwischen Konglomeraten, Injektionsgneisen und Schlierenbildungen.

Breccie bei Airolo. Nördlich vom Gotthardtunnelportal bei Airolo, 70 m über der Gotthardstrasse, in einem linken Zufluss des Stueibaches am Fussweg nach „Al Teccio bianco“, findet sich eine zirka 2 m mächtige Breccienschicht. In Glimmerschiefer eingebettet liegen bis 20 cm grosse eckige Stücke von Quarz, Augengneis und Quarzit. Im Hangenden findet man dunkle Glimmerquarzitschiefer, im Liegenden Granat-Hornblendegarbenschiefer. Die Breccie bildet somit eine eigenartige Einlagerung in der *Tremolaserie*.

VI. Die „Tremolaserie“ (T r).

Der südliche, an die Trias anstossende Rand des *Gotthardmassivs* besteht auf unserer Karte aus jener bunten Serie von Gesteinen, die L. Hezner als *Hornblendegarbenschiefer*, *Amphibolite*, *phyllitische Glimmerschiefer*, *Gneise*, *Quarzite* und *silikatführende Karbonate* unter der allgemeinen Beziehung „Tremolaserie“ beschrieben und als metamorphe sandige und mergelige Tongesteine, Sandsteine und Konglomerate gedeutet hat.

Dem Alter nach möchte ich die Tremolaserie zum *Permo-Karbon*, in den jüngsten Teilen eventuell zur untern *Trias* rechnen. Es scheint, dass bei Airolo jüngere Schichten der Tremolaserie an die Rauhwacken der Trias grenzen als weiter westwärts, wie dies schon v. Fritsch angedeutet hat. Im Riale di Berri im Canariatal haben diese jüngsten Glieder der Tremolaserie auffallende Ähnlichkeit mit einigen zu den Quartenschiefen gestellten Gesteinen, die stratigraphisch über der Rauhwacke liegen.

Neben den genannten Typen der Tremolaserie erwähne ich noch einen grauen Sandstein, resp. Quarzit, der runde Magnetithörner in reichlicher Menge enthält. Dem Gestein scheint eine gewisse stratigraphische Bedeutung zuzukommen. Zuerst habe ich diesen *Magnetitsandstein* im untersten Teil des Pesciorabaches bei Ronco (Bedretto) anstehend gefunden. Später entdeckte Dr. Jeannet das gleiche Gestein im Leventinermassiv bei Mattengo, und zwar zwischen kohligem Karbonschiefer und dem Triasdolomit. L. Krige hat auf der Alp Campo im Pioratal entsprechende *Magnetitglimmerschiefer* aufgefunden und genauer untersucht (l. c. pag. 583).

Charakteristische Gesteine vom Typus der Tremolaserie habe ich ausserhalb des Gotthardmassivs auch noch in jener Teilantiklinale des *Campo-Tencia-Lappens* gefunden, die südlich oberhalb Prato bei Scontra und im Riale Fog sich zwischen die Kalkphyllite einschiebt. Es sind dort grobkörnige Hornblende- (und Biotit-) Garbenschiefer, auffallend reich an blauem Disthen.

B. Eruptivgesteine (Orthogneise).

I. Granitgneise (G r).

Die bedeutendsten Granitmassive sind: Der „Antigoriogneis“ im Südwesten, der „Tessinerogneis“ im Osten, die Massive von „Matorello“ und „Alpigia“ im Kern des Maggialappens, ferner die Granitmassen des Pizzo Ruscada und des Pizzo Barone, die beide nur die nördlichen Enden grösserer nach Süden sich ausdehnender Granitkörper bilden.

Der Antigoriogneis.

Auf unsere Karte fällt nur das nordöstliche Ende der grossen Antigoriogneismasse des Simplongebietes. Dieselbe ist in den Erläuterungen Nr. 6, pag. 8, beschrieben. Auch in unserm Gebiet liegen wesentlich graue, ziemlich massige Granitgneise vor, die manche Eigentümlichkeiten eines normalen Granitmassives beibehalten haben. Stellenweise geht das Gestein in strenger parallelstruierte, plattige Zweiglimmergneise über. Nur untergeordnet entwickeln sich gelegentlich etwas porphyrtartige Varietäten. Erwähnt seien auch granataplitische Schlieren auf der Alp Oglie im Bavonatal.

Die *mineralische Zusammensetzung* ist die eines normalen Biotit-Granites mit einem charakteristischen Gehalt an Orthit, der auch im Antigoriogneis des Simplongebietes regelmässig sich einstellt. Bei S. Carlo im Pecciatal zeichnet sich das Gestein durch etwas porphyrtartigen, rötlichen Orthoklas aus. Auf dynamische Wirkungen und Ummineralisation deutet undulöse Auslöschung, die oft lagenartige Anordnung der Gemengteile, die teilweise granoblastische Struktur, die reiche Entwicklung von Myrmekit etc.

Die basischen Spaltungsprodukte des Antigoriogranitmassivs sind auf der Karte besonders ausgeschieden.

Der Tessinergneis.

Der Tessinergneis ist ein zweiglimmeriger Granitgneis. Auf unserem Gebiet, auf das nur die randlichen Teile der grossen Granitmasse fallen, ist das Aussehen der Gesteine recht wechselnd: Von groben porphyrtartigen Augengraniten bis zu strengschiefrigen Plattengneisen. Die prachtvolle Kleinfältelung des Gesteins, die namentlich in der Dazio-Grande-Schlucht auffällt, und ihre Beziehung zu den Strukturlinien der Gesteinsmasse ist von A. Heim eingehend dargestellt worden (Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich 1900). Im Gegensatz dazu treten kataklastische Erscheinungen im mikroskopischen Bilde stark zurück, worauf G. Klemm nachdrücklich hingewiesen hat. Die Erscheinung lässt sich damit erklären, dass die mechanischen Einwirkungen auf das Gestein sich wesentlich als Ummineralisation des ursprünglichen Granits auslösten. Kristalloblastische Struktur, Zahnstruktur der Quarze, Myrmekitbildung und Kristallisationsschieferung sprechen für diese Deutung. Die *Granitnatur* des Tessinergneis erhellt auch aus den chemischen Studien von G. Klemm. Die aus der Natronvormacht abgeleitete Verwandtschaft mit den Graniten des Gotthardmassivs trifft indessen nur für den Tessinergneis von Claro zu, während gerade bei den aus unserm Kartengebiet analysierten Proben das Verhältnis der Alkalien sich umkehrt.

Die stoffliche Inhomogenität des Tessiner Granitmassivs führt einerseits zu hellen, *aplitischen* bis *quarzitischen Gesteinen*, die besonders bei Rossura einige Ausdehnung erlangen. Ob die am Monte Piattino im Abbau befindlichen *Quarzitlager*, die den Tessinergneis von den sedimentären Schieferungen trennen, als ultrasaure Spaltungsprodukte des Granitmagmas aufgefasst werden können, ist fraglich. Sie sind dem Gestein von Rossura freilich sehr ähnlich. Gemeinsam haben beide auch einen charakteristischen Pyritgehalt.

Eigentliche *Aplitgänge* im „Tessinergneis“ finden sich bei Polmengo am Tessin.

Andererseits bilden sich durch Vorherrschen der dunkeln Gemengteile basische, in *Biotitschiefer* übergehende Zonen heraus, die in der Legende besonders ausgeschieden sind.

G. Klemm hat sich mit den *Kontaktverhältnissen* des Tessinergneises eingehend beschäftigt und hat aus seinen Beobachtungen auf Primärkontakt geschlossen. Soweit es sich um prätriadisches Nebengestein handelt, möchte ich der Auffassung im allgemeinen beistimmen. Jedoch muss betont werden, dass durch die allgemeine Auswalzung und Umkristallisation der Gesteine die primären Kontaktwirkungen derart verwischt sind, dass Beweise dafür schwer aufzubringen sind und weiterer Untersuchung vorbehalten bleiben müssen. Als endomorphe Kontaktbildung dürften die granatführenden Abarten des Tessinergneises aufzufassen sein, die man in der Kontaktnähe am Piumognabach bei Cornone aber auch weiter westwärts entlang der Kontaktlinie bis Morasco findet.

Der Matorellogranit.

Der Matorellogranit, genannt nach dem *Fornà die Matorello*, dem höchsten Punkt des Granitmassives zwischen dem Pecciat und dem obersten Maggial, ist vorherrschend ein glimmerreicher Biotitgranit. Die Biotite häufen sich zu schwarzen Nestern, die dem Gestein ein charakteristisches schwarz-weiss geflecktes Aussehen geben. Besonders auf der Alp Ceresa finden sich dynamisch wenig veränderte, schöne *Granite*.

Verglichen mit dem Tessinergneis und dem Antigoriogneis, ist der Matorellogranit etwas ärmer an Kieselsäure und von höherem spezifischen Gewicht.

Der Kalifeldspath zeigt gelegentlich Gitterstruktur. Er ist oft in Albit umgewandelt und von Myrmekit begleitet.

Plagioklase mit inversem Zonenbau sind häufig. Regelmässig findet sich auch Epidot und oft schöner Orthit.

Bei Piatto findet man wohl entwickelte saure und basische *Spaltungsprodukte des Granitmagmas* in Gang- und Schlierenform, wobei sich einerseits Aplite, anderseits dioritartige Hornblendegesteine entwickeln, die sich beide mit dem Normalgestein chemisch als konsanguin erweisen.

Aplite setzen auch gangförmig im „braunen Gneis“, dem Nebengestein des Matorellogranites, auf, so z. B. im obern Kessel der Alp Bena zwischen Fornà di Matorello und dem Pizzo di Rodi.

Die randlichen Teile des Matorellogranitmassives sind in der Regel porphyrtig entwickelt und gehen in *grobflaserige Augengneise* über. Dies beweist die primäre Natur des Kontaktes mit dem Nebengestein und somit die *Intrusion des Matorellogranites in die „braunen Gneise“*. Tektonisch besonders bemerkenswert ist, dass die schmalen in Bündnerschiefer eingeschlossenen Graniteinlagerungen aussen an der Peripherie des Maggialappens, so bei dem Naretpass und an der Cima delle Donne, im Gesteinscharakter mit dem Matorellogranit vollkommen übereinstimmen.

Bei Piatto auf der Alp Ceresa setzen *Mineralklüfte* in Granit auf mit Albit, Adular, Titanit und Turmalin.

Der Alpigia-Granit.

Der Granit der Alp Alpigia, norwestlich oberhalb Peccia, bildet tektonisch den innersten Kern des Maggialappens und zeigt mit dem Matorellogranit grösste Ähnlichkeit. Bemerkenswert sind besonders seine ausgedehnten und mannigfaltigen basischen Spaltungsprodukte, von denen weiter unten die Rede sein wird.

Die Granitmasse des Pizzo di Ruscada

ist dem Tessinergneis ähnlich, mit dem sie südwärts in der Tiefe in Verbindung stehen dürfte. Die ganze Masse macht den Eindruck eines unregelmässig gestalteten *Intrusivkörpers*, der nordwärts in einzelne Teillager auskeilt. Eines derselben lässt sich über die Alpe del Lago hinaus bis ins Massiv des Pizzo Ganna hinein verfolgen, in die Schiefer des Campo-Tencia-Lappens hinein. Ostwärts über der Gannaalp ist darin ein schöner, dynamisch wenig beeinflusster Granit entwickelt, der durch bläulichen Orthoklas und gelegentlichen Granatgehalt sich auszeichnet.

Die Masse des

Pizzo Barone

besteht aus einem streng parallelstruierten plattigen Granitgneis in flacher Lagerung, der vielfach als Augengneis entwickelt ist. Im Habitus unterscheidet er sich leicht von dem in der Tiefe darunter lagernden Tessinergneis.

Kleinere Lager granitischer Orthogneise.

Ausser den genannten Hauptgranitmassen finden sich in den prätriadischen kristallinen Schiefen in grosser Zahl weniger mächtige aber oft sehr langgestreckte Einlagerungen granitischer Zusammensetzung. Sie sind in der Hauptsache als *Intrusivkörper* aufzufassen. In der Regel ist ihre Gesteinsstruktur von der der grossen Granitmassen verschieden. Sehr häufig ist die Struktur *porphyrisch*. In diesem Fall sind die Gesteine in der Legende unter den Augengneisen eingereiht. Anderseits finden sich ausgedehnte Lager gleichmässig feinkörniger, meist grauer Zweiglimmer-

gneise, die zu *mikrogranitischen Typen* überleiten. Solche Gesteine treten in grossen Massen an der Nordwand des Pizzo Forno und in der Umgebung der Alp Crozolina und bis zu den Campolungospitzen als Intrusionen in den Granat- und Staurolithschiefern des Campo-Tencia-Lappens auf. Mit Unrecht bezeichnet *J. Königsberger* (N. J. f. Min., 1908) diese Gesteine als „normalen Tessinergneis“.

Andere langgestreckte, schmale Lager saurer Eruptivgesteine, die den mesozoischen Schichten eingeschalt sind, verdanken ihre Gestaltung tektonischen Vorgängen, besonders der Bildung von überkippten Tauchfalten.

II. Augengneise und „Medelsergranit“ (Ag).

Augengneise finden sich als dynamisch veränderte Fazies porphyrtiger Granite zonenweise in den grossen Granitgneismassiven hauptsächlich an deren Peripherie. Besonders ausgeprägt ist diese *porphyrtige Randfazies* beim Matorellogranit.

Die eigentliche Heimat der Augengneise unseres Gebietes sind aber die die Hauptgranitmassive in geologisch höherem Niveau begleitenden, etwas schmälern Intrusivlager. Hervorzuheben ist besonders die Region des Taneda und der Ponc. di Braga im Pecciatal und der Gebirgsstock des *Pizzo Cristallina*, wo zahlreiche mächtige Lager grobfaserigen Augengneises den zentralen Matorellogranit in weitem Bogen konzentrisch umlagern.

Ganz ähnlich ist die Anordnung im Sambuco-Teillappen. Auch der Tessinergneis wird an seiner Nordflanke in einiger Entfernung von einem mächtigen langgestreckten Lager grobkörnigen Augengneises begleitet, das seine Hauptentwicklung am *Croce di Pettano* zeigt und westwärts in gerader Linie bis gegen Stalvedro, am Westende des Leventiner- (Molare) Massives, sich verfolgen lässt.

Die schmalen Ausläufer solcher Eruptivgesteinslager im Sedimentgestein, besonders in der Region von Altanca, ferner auch die dem Maggialappen im Norden vorgelagerten, im Bündnerschiefer gegen Osten sich verlierenden schmalen und langgestreckten Orthogneisbänder sind feinkörniger, mehr porphyrisch, als die eigentlichen Augengneise. Sie dürften von *Quarzporphyren* herzuleiten sein.

III. Glimmerreiche, schiefrige Zonen im Tessinergneis (Gl).

In der Gegend von Faido, besonders an der Steilstufe im Unterlauf der Piumogna, findet man im Tessinergneis ausgedehnte Lagen von dunkeln, grau bis graugrünlischen, wellig-schiefrigen Gesteinen. Die herrschenden Gemengteile sind die Glimmer: Dunkelolivbrauner Biotit, Muscovit und Chlorit wechseln in Lagen mit granoblastischem Quarz-Plagioklasgemenge und einzelnen reinen Quarzlagen. Apatit, Zirkon und etwas Eisenerz sind regelmässige Begleiter.

Zu entscheiden, ob diese Gesteine durch Resorption von Sedimentschollen im Granitmagma entstanden sind oder als basische Ausscheidungen aufzufassen sind, muss wohl eingehender chemischer Untersuchung überlassen bleiben. Ihre Beziehungen zu Amphiboliten bei Osoglio und in der Dazio-Grande-Schlucht sowie ihr ganzer mineralischer Bestand sprechen mehr dafür, dass es eruptive Bestandteile des Tessinergneismassives sind.

IV. Basische Zonen in den Granitgneisen, basische Eruptivmassen in den Paragneisen (A).

Jedes der grössern Granitmassive hat seine basischen Magmaspaltungsprodukte, die hauptsächlich als Amphibolite ausgebildet sind.

Im Kern des Sambuco-Teillappens treten basische Gesteine als selbständiges kleines Massiv auf.

Im **Tessinergneis** sind die amphibolitischen basischen Ausscheidungen spärlich. Sie schliessen sich an die glimmerreichen Zonen (Gl der Legende) an.

Bemerkenswert ist besonders das Vorkommen in der *Dazio-Grande-Schlucht* an der Gotthardstrasse. In der bewachsenen Rinne, die ob der Kapelle die Felsen unterbricht, findet man Einlagerungen dunkler Gesteine zwischen den hellen Augengneisen des Tessinergneises. In der Rinne, zirka 2 Meter vom Augengneisriff entfernt, steht ein schöner grobkörniger Biotitamphibolit an mit vorherrschendem Biotit.

Der mineralische Bestand und die Struktur lassen keinen Zweifel übrig, dass es sich um ein umgewandeltes Gestein dioritischer Natur handelt.

Näher am Kontakt mit dem Augengneis geht das Gestein in einen dunkeln, etwas feinkörnigen Biotitgneis über, der mit dem dioritischen Gestein, ausser dem Fehlen der Hornblende, völlig übereinstimmt und gleich diesem als Eruptivgestein aufzufassen ist. Der Kontakt zwischen dem Augengneis und diesen basischen Gesteinen ist rein mechanisch, wie aus der intensiven Fältelung des Biotitgneises längs dem Kontakt und der auffallenden Diskordanz der Schieferung beider Gesteine deutlich zu sehen ist. Für die Ansicht von G. Klemm (Sitzungsber. Preuss. Akad. 1904, pag. 2), dass die dem Augen(Tessiner)gneis hier eingelagerten dunkeln Gesteine kontaktmetamorphe Hornfelsen und ihr Kontakt zum Augengneis primär sei, kann ich keine Anhaltspunkte finden.

Ein ganz ähnlicher Biotitamphibolit wie in der Dazio-Grande-Schlucht findet sich in einer glimmerreichen Zone des Tessinergneises bei *Osoglio* oberhalb Chiggiogna. Nur ist der Amphibolit von *Osoglio* stärker geschiefert und etwas granatführend.

Die basischen Gesteine des **Antigoriogneises** lagern in einer von W-S-W nach E-N-E laufenden Zone, einige Kilometer vom Nordrand des Massivs entfernt. Sie finden sich am Pizzo di Sologna-Gipfel und queren in mehreren Lagern den Gebirgskamm zwischen dem Bavona- und Pecciatäl. Hier sind sie stellenweise sehr schwer zugänglich, und ihre Kartierung konnte nicht durchgehend mit der wünschbaren Genauigkeit ausgeführt werden.

Am *Pizzo di Sologna* findet sich ein flaches Lager basischer Gesteine auf zirka 2600 m Höhe im Südgrat. Blöcke unter der Ostwand zeigen mannigfaltige Gesteinstypen: glimmerreiche, basische Granite, die in Diorite, namentlich Quarz-Glimmer-Hornblende-Diorit und titanitreichen normalen Hornblendediorit, übergehen. In der Lokalmoräne bei Corte nuovo fanden sich Blöcke von feldspatharmen Glimmer-Hornblendegesteinen, die von Peridotit herzuleiten sind und ihren Ursprung ebenfalls am Solognagipfel haben müssen.

Die Einlagerung basischer Gesteine auf der Ostseite des Bavonatales oberhalb der *Alp Oglie* bestehen aus amphibolreichen Gesteinen, die zum Teil das Gepräge massiger Diorite aufweisen, lokal in sehr glimmerreiche und feldspatharme schiefrige Typen übergehen, die zu Peridotit (Ofenstein) überleiten.

Am untern Eingang der engen Schlucht östlich über *Roseto* findet man dunkelgrüne Gesteine in Blöcken, die aus den genannten Einlagerungen bei *Alpe Oglie* oder noch höher aus den Felswänden über der *Alp* stammen. Es sind für die Schweiz einzigartig schöne und frische Amphibolperidotite und Harzburgite mit völlig unveränderter Erstarrungsstruktur. Charakteristisch ist die Poikilitstruktur der Hornblende, ein oft beträchtlicher Hypersthengehalt und das reichliche Auftreten von grünem Spinell in myrmekitischer Verwachsung mit Hornblende. Dioritgesteine begleiten den Peridotit.

Am Grat zwischen den Alpen *Sovenedo* und *Croso* findet sich die Fortsetzung der basischen Gesteinszone. In der Region der alten Giltsteingrube zeigen sich im Antigoriogneis mannigfaltige Schlierenbildungen. Dioritgneise, feinkörnige Amphibolite, Aplit und Granit wechseln miteinander. Die sauren Spaltungsprodukte treten unterhalb der Grube auch gangartig auf. Aus dem Diorit entwickeln sich lokal Linsen eines peridotitischen Gesteins, das wesentlich aus Biotit und Tremolit in diablastischem Gefüge besteht. Es ist dies der früher hier ausgebeutete Topfstein.

Bedeutende Mächtigkeit erlangen die Hornblendegesteine südlich von *S. Carlo* auf der rechten Seite des Pecciatales, wo prachtvolle Quarzdiorite entwickelt sind. Ähnliche Gesteine müssen nördlich ob *S. Carlo* anstehen, doch sind sie bisher nur im Schuttkegel von Cortignelli konstatiert worden.

Am *Pizzo del Mascarpino* schliesst sich eine Amphibolitzone der tektonischen Begrenzungslinie des Antigoriogneises an.

Die basischen Gesteine im *Alpigiamaassiv* bilden die Randfazies des **Alpigiagranites**. Wir finden Übergänge vom Granit zu dioritischen, gabbroiden und noch basischeren Spaltungsgesteinen, ein schönes Beispiel magmatischer Differentiation, das eingehenderer Erforschung wert wäre. Im nord-östlichen Ausläufer der basischen Zone der *Alp Alpigia* sind durch chemische Analyse Gesteine von Anorthositcharakter festgestellt worden.

Völlig gleichen Charakter wie die Randfazies des Alpiagranites tragen die an den Strassenkehren ob *Peccia* aufgeschlossenen Amphibolgesteine, die ebenfalls zu den Spaltungsprodukten des Alpiagranites gehören.

Im **Matorellogranit** sind die basischen Einlagerungen auf schmale Zonen in der Region von *Piatto* beschränkt. Die Gesteine gehen bis zu recht kieselsäurearmen Diorittypen und sind vielfach mit sauren Spaltungsprodukten verknüpft (vgl. pag. 63).

Ohne Verbindung mit einem grössern Granitmassiv bildet eine direkt den **Paragesteinen eingelagerte basische Zone** die Gipfelreihe zwischen dem Sassellopass und dem Ponc. die *Sambuco im Kern des Sambuco-Teillappens*. Anschliessend an biotitreiche Granitgneise entwickeln sich hier hellere und dunklere Amphibolite von etwas feinkörnigem dioritischen Typus. Oft sind sie als Granatamphibolite ausgebildet und zeigen stellenweise Tendenz zur Ausbildung der eigenartigen Augenamphibolite, Gesteine, bei denen in hellerem Amphibolitschiefer dunkle, aus Hornblende bestehende Augen hervortreten.

Von den übrigen, mehr vereinzelt vorkommenden Amphibolitvorkommen seien genannt: Der Gipfel des *Pizzo Forno*, der aus einem mittelkörnigen Dioritgestein besteht, das offenbar ein basisches Spaltungsprodukt der den Gipfel tragenden sauren Intrusivmassen darstellt. Auch im Leventiner (Molare) massiv treten solche Amphibolite als Begleiter grösserer, saurer Intrusivkörper auf. Bei der Brücke über den Piorabach, kaum 200 m östlich von *Altanca*, stehen helle, feinkörnige Gesteine an, die sich als Quarzporphyr erkennen lassen. Sie bilden als Fortsetzung der Augengneise am Croce di Pettano eine Einlagerung in den Paraschiefern. Der Quarzporphyr ist begleitet von basischen Gesteinen vom Charakter von Glimmerlamprophyren. Und zwar sind solche vom Piorabach sowohl im liegenden als beim hangenden Kontakt angeschnitten worden, so dass wir das Bild eines gemischten Lagerganges erhalten.

V. Metamorpher Peridotit, „Topfsteine“, „Pietre ollare“ (S z).

In Begleitung basischer Eruptivmassen findet man als extrem-basische Spaltungsprodukte Peridotitgesteine. *Hornblendeperidotit* mit noch guterhaltener primärer Erstarrungsstruktur habe ich bei Roseto im Bavonatal gefunden (vgl. pag. 65). An den andern Stellen ist der Peridotit völlig umgewandelt und bildet so ein gesuchtes Material als *Ofenstein*, *Topfstein* etc. Auf der Karte sind die wichtigsten Vorkommen angegeben, an denen das Material meist in kleinen Linsen gefunden wird und ehemals ausgebeutet worden ist.

Das eine Vorkommen liegt auf zirka 2450 m Höhe am Nordhang des Grates zwischen *Fornà di Matorello* und dem Pizzo di Rodi. Das Gestein besteht aus Talk, Breunerit mit viel Tremolit oder Strahlstein, der ihm eine gewisse Härte gibt.

Sehr schönen Giltstein findet man bei den Alphütten von *Bena*. Das grobkörnige Gestein besteht wesentlich aus Talk (mit Chlorit) und Breunerit (Mg Fe) CO₃ und ist durchspickt von weissen Anthophyllit-Büscheln und Rosetten, die bis 2 cm Durchmesser erreichen.

Der Topfstein der Alp *Sovenedo* (vgl. pag. 65), der linsenförmig in einer Zone basischer Schlieren des Antigoriogneises auftritt, besteht in den bräunlichen Varietäten wesentlich aus Biotit und Tremolit (Strahlstein). In den grünlicher gefärbten Varietäten ist der Biotit mehr oder weniger durch Chlorit ersetzt. Das Gestein ist als umgewandelter Peridotit zu betrachten. Mikroskopische Strukturreste deuten auf diese Herkunft.

Ausbeutungen.

Von verwertbaren Rohstoffen im Kartengebiet sind folgende zu erwähnen:

Der **Rotondogranit**, einer der schönsten Granite der Schweiz, wird da und dort im Bedrettotale als Haustein ausgebeutet. Er ist vom Piz Rotondo und seiner Umgebung durch Wildbäche und Gletscher ins Bedrettotal transportiert worden. Besonders in dem grossen Schuttkegel gegenüber Selva zwischen All'Aequa und Ronco wurde zeitweise lebhaft gearbeitet. Grössere einzelne Findlinge wurden auf der Terrasse von Albinasca ausgebeutet.

Tessinergneis (Granitgneis) wurde lange Zeit gegenüber der Station Rodi-Fiesso gebrochen. Das Gestein ist stark gefaltet, wie überhaupt die Tessinergneise des Dazio-Grande-Durchschnittes.

Im normalen Tessinergneis finden sich in der Gegend von Chiggiogna und Lavorgo eine Reihe von Steinbrüchen der Bahn entlang.

Nur als Mauersteine wurden gelegentlich auch die **Granatglimmerschiefer** bei Scruengo, nördlich von Piotta, verwendet.

Gyps ist bisher nur im Canariatal nordöstlich neben der Mündung des Riale di Berri gewonnen worden.

Am Monte Piottino wird **Quarzit** im Hangenden des Tessinergneises zur Herstellung von Ferrosilicium an zwei Stellen abgebaut. Die eine liegt bei Morasco, die andere an der Poststrasse nördlich von Prato.

Im Maggiatal ist der **Marmor** von Fusio zu erwähnen, der südlich vom Dorfe an der Poststrasse neuerdings als Schmuckstein gebrochen worden ist.

Seit alten Zeiten wurde auf der Alp Sovenedo ein geschätzter **Topfstein** und **Ofenstein** gebrochen. Die wichtigsten Gruben: „Croso“ und „Predora“ liegen auf dem Grat zwischen den Alpen Croso und Sovenedo oberhalb Al Piano auf 1700—1800 m Höhe. Eine weitere Grube „Vena nuova“ befindet sich nördlich vom Punkt 2492 noch auf der Alp Sovenedo, und endlich wurde auch über der Alp Oglie ganz nahe beim Passübergang 2434 Topfstein gebrochen. Alle diese Vorkommen liegen im Antigoriogneis. Weitere alte Gruben liegen in den Granitmassiven von Alpigia und Matorello: Die eine auf der Alp Bena auf 2080 m Höhe, die andere am Grat zwischen Fornà di Matorello und Pizzo di Rodi auf zirka 2450 m Höhe. Auch bei Menzonio finden sich Ofensteine an mehreren Punkten.

Von **Erzlagerstätten** sind zu nennen:

1. Die **Bleigrube** (Silbermine) im Cadlimotal. Nördlich vom Lago di Dentro sind ums Jahr 1905 auf bleiglanzführenden Gängen Schürfarbeiten ausgeführt worden. Es sind in Abständen von je zirka 50 m drei Gänge entdeckt worden, die N 20° W streichen und 75° nach Osten einfallen. Sie setzen im plattigen NNE fallenden Orthogneis des Val Cadlimo auf. Der westliche ist der reichste, die andern zeigen nur spärliche Erzspreuen. Die Gangmasse ist Quarz mit schwach silberhaltigem Bleiglanz. Das Erzmittel, das oft auch die einzige Gangfüllmasse bildet, erreicht 1—2 cm Dicke, an einer Stelle bis 10 cm anschwellend. Die Erzführung lässt sich nur zirka 5 m weit in Gangstrichen verfolgen.

2. Die **Goldmine** der Alp Formazzolo im Calneggiatal. An der auf der Karte bezeichneten Stelle sind Spuren alter Schürfungen auf pyritführende Quarzgänge sichtbar. Die höchstens bis 20 cm mächtigen Gängchen stehen saiger und durchsetzen den Antigoriogneis mit N 20° W-Strichen. Der Pyrit, der goldhaltig sein soll, findet sich in Lagen oder einzelnen Kristallen. Im Ausgehenden findet man oft nur dessen Hohlpsedomorphosen. Bestimmte Angaben über den Goldgehalt liegen mir nicht vor. Die Lagerstätte zeigt grösste Ähnlichkeit mit der von Gondo an der Simplonstrasse, die ebenfalls im Antigoriogneis liegt.

Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno.

Von den verschiedenen Mineralfundstellen des Gebietes ist auf der Karte nur die vom Pizzo Forno eingetragen. Von hier stammen die allbekannten, meist mit der Fundortangabe Alpe Sponda versehenen, schönen Stufen von Disthen, Staurolith und andern Kristallen, die in weissem Paragonit eingebettet sind (vgl. pag. 60). Beschreibungen der Lagerstätte haben gegeben: *G. Weinschenk* (Zeitschr. f. Krist. 1900, pag. 261) sowie *J. Königsberger* (Neues Jahrb. Beil. Bd. XXVI 1908). *Königsberger* gibt hier auch eine Übersicht über die übrigen Mineralfundstellen unseres Gebietes.

Quellen im obern Tessintal und im Pioratal.

Die Quellen im Tessintal sind nach den militärgeologischen Aufnahmen des Jahres 1916 eingetragen. Es sind sowohl gefasste als ungefasste Quellen mit demselben Zeichen angegeben. Die Eintragungen im Pioratal sind aus der Karte *L. Krige* übertragen.

Tektonik.

Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.

A. Allgemeiner Teil.

Der Gebirgsbau in der Region der obern Maggiataler und der südlichen Flanke des obern Tessintales ist auf den der Karte beigegebenen *Profiltafeln 81 a und 81 b* dargestellt. Den Anschluss an die nächstbenachbarten Regionen veranschaulicht die diesen Erläuterungen beigegebene *tektonische Skizze* (pag. 81).

Der Norden des Gebietes unterscheidet sich vom Süden durch seine vorwiegend steile, zentral-massivartige Schichtstellung. Ein System flachliegender Deckfalten brandet von Süden gegen Norden am Gotthardmassiv an und richtet sich dabei auf.

Für die tektonische Übersicht teilen wir die verschiedenen Formationen in zwei Gruppen: 1. die *mesozoischen Sedimente*, die als Mulden in die ältern Massen eindringen und sie in einzelne Lappen zergliedern, und 2. die *prätriadischen kristallinen Gesteine*, die als antiklinale Köpfe in die nachgiebigern mesozoischen Sedimente eingepresst sind.

Die Scheidung der prätriadischen Massen in die einzelnen *Lappen* ist leicht durchführbar, soweit diese von mesozoischen Sedimenten umzeichnet sind. In den Muldenenden sind es meist nur die Triaskalke und Dolomite, die zwischen den Gneisen und Glimmerschiefern als Repräsentanten des Mesozoikums eingequetscht sind. Ihren Spuren bis ans Ende nachzugehen, ist eine der wichtigsten Aufgaben der tektonischen Erforschung dieser Regionen. Solche *Muldenenden* sind an mehreren Stellen des Kartengebietes aufgeschlossen: 1. oberhalb Tencia (etwas ausserhalb der Karte): das Ende der Mulde vom Pizzo die Molare; 2. zwischen Faido und Gribbio: das Ende der Triasmulde von Dalpe (Profil 47 auf Profiltafel 81 a); 3. am Wasserfall zwischen Dalpe und Piumogna: das Ende einer kleinen Teilmulde (Profil 43); 4. über der Alpe della Piotta: das Ende der Triasmulde des Pizzo Lambro und Piumognatales (Profil 45 und 49); 5. bei Cambleo und Mogno im Maggiatal: das Ende der Campolungomulde (Profil 4); 6. bei der Alp Lielpe endet ein Zweig der halbkreisförmigen Mulde, die südlich Airolo von der Hauptmulde sich abzweigt und über Naret- und Cristallinapass als „Cristallinamulde“ ins Bavonatal streicht und dort mit der vom Simplongebiet herkommenden „Teggiolomulde“ sich verbindet; 7. bei Ghaiba im Pecciatal endet scheinbar die Teggiolomulde. Jedoch findet man in Verfolgung ihrer Streichrichtung eine Linie, die scharf als Grenze differenter prätriadischer Bildungen markiert ist. Auf dieser Linie stellen sich nun zunächst am Südwesthang des Pizzo del Piatto di Rodi und des Pizzo Mascarpino, sodann nochmals weit unten im Maggiatal, bei Someo (ausserhalb der Karte, vgl. die tektonische Skizze pag. 81), wieder Marmore ein, die ich als ausgewalzte Reste der Teggiolomulde auffassen muss. Es zeigt dieses Verhalten, wie vorsichtig man in der Beurteilung der Muldenenden sein muss.

Es bleibt zu untersuchen, ob die Grenzlinie zwischen Glimmerschiefer und Granitgneis, welche südlich Faido im Streichen der Dalpemulde sich südwärts zieht, einer ähnlichen tektonischen Linie entspricht. Einem wirklichen Muldenschluss scheint das Ende der mesozoischen Bildungen von Mogno-Cambleo (5) zu entsprechen, welche südwärts durch gewaltige Granitmassen umschlossen werden, die aus dem hangenden und dem liegenden Gneislappen (um einen kurzen Ausdruck für die Gesamtheit der prätriadischen Gesteine, die den Kern einer Deckfalte bilden, zu gebrauchen) sich vereinigen.

Auch bei der Alpe della Piotta liegt meines Erachtens ein wirkliches Muldenende vor.

Alle die Zweigmulden vereinigen sich nordwärts mit der grossen Bedrettomulde, deren Bündnerschiefermassen weithin die Berghänge südlich vom obern Tessinlauf aufbauen.

Die Beurteilung der Muldenenden und damit die Feststellung ihrer Entfernung von der Stammmulde ist natürlich ausschlaggebend für die Anschauungen über Form und Grösse der dazwischenliegenden Deckfalten. In dieser Beziehung ist von Bedeutung, dass im östlichen Teil unseres Gebietes der Bündnerschieferkern der Hauptmulde allmählich auskeilt und das Überhandnehmen der Trias ein Seichterwerden der Mulde ankündet. Dies gilt auch für die nordwärts abzweigende Pioramulde, die am Pizzo Columbo nur noch aus Trias besteht. Auch die auffallende Übereinstimmung der Gesteinstypen vom Südhang des Skai mit denen vom Nordhang des Pizzo Sole, d. h. vom Liegenden der Trias beiderseits der Mulde, spricht für deren mässige Tiefe.

Es ergibt sich aus dem Gesagten eine enge *Verwandschaft der Gneislappen, die über der Teggiolomulde, d. h. östlich der Linie Ghaiba-Someo, liegen, unter sich, sowie mit dem Gotthardmassiv*. Bemerkenswert in dieser Hinsicht ist das Vorkommen der Hornblendegarbenschiefer — Fazies der jüngsten prätriadischen (Perm?) Bildungen sowohl im Gotthardmassiv als auch in den Antiklinalen von Dalpe, die sich dem Campo-Tencia-Lappen angliedern (Profil 19, 22, 24 und 39—43).

Die „Teggiolomulde“, resp. ihre Fortsetzung in der Linie Ghaiba-Someo *scheidet den liegenden Antigoriogneis*, der längs der ganzen Linie nach Osten zur Tiefe taucht, *von den höhern Lappen*: 1. dem Maggialappen mit dem Lebendogneis, 2. dem Campo-Tencia-Lappen mit den Teilantiklinalen von Dalpe und 3. dem Molaremassiv mit dem Tessinergneis. Die Beziehungen dieser drei hangenden Lappen zueinander sind weiterhin zu erörtern. Ihre Lagebeziehung zum Antigoriogneis erläutert Profil A und B (pag. 81).

Das *ganze Deckensystem* legt sich in der Campo-Tencia-Region (Profile A und B der tektonischen Skizze pag. 81) zu einer *flachen Mulde*. Ihren Kern bilden die Granitgneise des Pizzo Barone (Profil B). Die Oberfläche des Antigoriogneises liegt hier nach der Konstruktion in 4—5 Kilometer Tiefe. Im Tessintal steigen die Gebirgsglieder wieder zu einem *flachen Gewölbe* empor, das im Monte di Sobrio seinen Scheitel hat. Dies ist der „*dôme des Alpes tessinoises*“ von Lugeon, das „*bombement transversal tessinois*“ von Argand. Der eigentliche *Tessinergneis*, d. h. der Granitgneis, der den grössten Teil der schroffen Talwandungen der untern Leventina bildet, kann nicht dem Antigoriogneis entsprechen, sondern ist mit den mächtigen Granitgneisen zu verbinden, die auf der Ostseite des Maggiatales, zwischen Broglio und Val Pertusio, unter den Barone tauchen. Diese Granitgneise sind die *vereinigten Granitkerne des Maggialappens und des Campo-Tencia-Lappens*. Die Vereinigung dieser beiden Lappen und ihrer Granitkerne gegen Süden zeigen die Profile 2, 3 und 4, Tafel 81 a. Die hochmetamorphen Staurolithschiefer ob Sornico repräsentieren wahrscheinlich den die zwei Lappen trennenden Muldenkern. Die Mächtigkeit der Schiefer verringert sich rasch nach Süden. Talabwärts von Prato sind sie bis jetzt nicht mehr gefunden worden. Das rasche Überhandnehmen der Granitgneise in den basalen Teilen des Campo-Tencia-Lappens gegen Süden kommt auch in den Profilen A und B (pag. 81) zum Ausdruck. Die flachmuldenförmig gelagerten kristallinen Paraschiefer, die den Orthogneis des Baronegipfels tragen (Profil B), entsprechen den Gipfelgesteinen des Campo-Tencia (Profil A), während die unter Crozolina liegenden Schiefer des Profils A mitsamt dem mesozoischen Muldenkern von Magno im Profil B dem Granitgneis Platz gemacht haben.

Der Antigoriogneis muss nach der Konstruktion der Profile A und B noch tief unter dem Tessintal begraben liegen.

Die Ansicht von *Ed. Suess* (Antlitz III/2, pag. 140), der den Antigoriogneis, abgesehen vom Verampiogranit, als das tiefste Glied im Deckensystem auffasst, stimmt mit diesem Resultat meiner Aufnahmen wohl überein.

Falls die Paragneise des Maggialappens, die den Antigoriogneis vom Tessinergneis scheiden, gegen Osten auskeilen, muss allerdings eine Vereinigung der beiden Granitgneise zu einer Masse stattfinden. Dann hat die Vermutung *M. Lugeons*¹⁾, dass der Tessinergneis die äussere Hülle

¹⁾ Bull. soc. geol. France 1901, pag. 814.

(„carapace“) der Antigoriogneisfalte bilde, eine gewisse Berechtigung. *E. Argand* jedoch, in seiner allerdings ausdrücklich als hypothetisch bezeichneten Konstruktion der Decken in der Leventina¹⁾, wölbt die Antigoriodecke im Tessintal entschieden viel zu hoch herauf.

Nicht das „bombement tessinois“, sondern der *Verampiogranit* bildet nach meinen Aufnahmen den *Kulminationspunkt der transversalen Aufwölbung der Lepontinischen Decken*.

B. Spezieller Teil.

Die Gestalt der einzelnen Faltenteile der „Massivlappen“ und der sie trennenden Mulden ist eine sehr komplizierte und bietet wegen den überaus wechselreichen Schichtstreichen ganz besondere Schwierigkeiten für die Darstellung. Ich habe versucht, auf den Profiltafeln 81 *a* und 81 *b* davon ein Bild zu geben.

Profiltafel Nr. 81 a enthält 50 Spezialprofile im Massstab der Karte zu einer Serie zusammengestellt.

Die Profilzeichnung ist nur soweit unter die Oberfläche ausgeführt, als die Aufschlüsse eine sichere Deutung zulassen.

Es ist der Versuch gemacht, die theoretische Ergänzung der Profile nach unten durch geeignete Anordnung der Nachbarprofile zu ersetzen. Der kontinuierliche Wechsel im Schichtstreichen bedingt einen entsprechenden Wechsel der Schnittlagen. Trotzdem waren Stellen nicht ganz zu vermeiden, an denen die Profillinie auf kurze Strecke mit dem Schichtstreichen parallel läuft. Die Lage der einzelnen Profile ist auf der beigedruckten Übersichtskarte 1 : 200,000 eingetragen. Bei der kulissenartigen Aufstellung der Profile in der Serie wurden Verschiebungen notwendig, um gegenseitige Überdeckung der Profile als Folge der Höhendifferenzen zu vermeiden.

Die Formationsgrenzen an der Basis der Aufschlüsse sind von Profil zu Profil durch unterbrochene Linien vereinigt. Die Gesamtheit dieser Linien gibt das geologische Kartenbild. Dasselbe ist gegenüber der richtigen Karte etwas verzerrt. Die Fehler infolge der Höhendifferenzen, der Verschiebung der Profile, der Knickung ihrer Grundlinien, sowie der Trassierung der Formationsgrenzen an der Aufschlussbasis häufen sich in diesem Kartenbild, das nur als *Kartenskizze* aufzufassen ist. Immerhin gibt dasselbe den oberflächlichen Verlauf der Formationen genügend richtig wieder, um das Verständnis der Tektonik wesentlich zu erleichtern.

Durch leichte Kolorierung der Kartenskizze sind die mesozoischen Sedimentmulden einerseits, die kristallinen Massive und Massivlappen anderseits besonders hervorgehoben.

Zur Ergänzung der Profilsérie dienen die Übersichtsprofile auf **Profiltafel 81 b**. Es sind hier einige Durchschnitte ausgewählt, die am ehesten einen Überblick über den Aufbau der Gegend verschaffen können, und auch solche, die Zusammenhänge zur Evidenz bringen, welche in der Profilsérie weniger auffallen. Die Profile sind theoretisch ergänzt bis zum Meeresniveau. Die hypothetischen Verbindungen über und unter den Profilen sind durch blasse Farbtöne verdeutlicht, die denen der Kartenskizze auf Tafel 81 *a* entsprechen.

Es ist gelungen, die Kenntnis auch von der innern Struktur der Massivlappen durch systematische Aufnahme der verschiedenen Gesteinstypen wesentlich zu fördern, während die Tektonik innerhalb der grossen Bündnerschiefermulden noch kaum erschlossen ist.

Zur weitem Erläuterung des Gebirgsbaues sollen im folgenden die einzelnen Massive und Massivlappen kurz besprochen werden.

Gotthardmassiv.

Das Gotthardmassiv fällt nur mit seinem Südrand ins Kartengebiet. Derselbe zeigt durchgehend steile oder, infolge der Fächerstruktur, nach Süden überkippte Schichtstellung. Sein regelmässiger Verlauf wird östlich von Airolo durch eine starke Einbuchtung nach Norden unterbrochen an der Stelle, wo südlich davon das Molaremassiv (Leventinermassiv) emportaucht.

¹⁾ Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Lief. 27, Tafel III, 1911.

Molaremassiv¹⁾ und Tessinergneis.

Das Molaremassiv bildet mit dem Tessinergranitgneis einen zusammenhängenden Körper, dessen Gesteinslager in der Leventina ein flaches Gewölbe bilden, während sie sich nordwärts gegen den Rand des Gotthardmassivs hin in der Lucomagnokette steil aufrichten zu einer annähernd W-E streichenden Antiklinale, dem eigentlichen Molaremassiv.

Das Nordende des Tessinergranitgneises bildet am Monte Piottino den etwas exzentrischen Kern der Antiklinale, welcher deutlich gewölbeartig von den Paragneisen des Molaremassivs umhüllt wird.

Das *eigentliche Molaremassiv* bildet eine West-Ost streichende Antiklinale mit beiderseits zur Tiefe tauchender Axe. Bei Stalvedro unterhalb Airolo taucht der kristalline Kern der Falte unter der Trias empor, steigt ostwärts erst an, dann wieder ab und verschwindet im Osten wiederum unter die ihn allseits umhüllenden Triasbildungen zwischen Olivone und Aquila im Bleniotal.

Dieses Verhalten spricht durchaus nicht für Deckennatur des Molaremassivs, und es geht nicht an, von vornherein von der „Molaredecke“ zu sprechen, wie dies mitunter geschieht. Die starke Verengerung der mesozoischen Mulde zwischen Pizzo Lucomagno und Skai und besonders die überraschende Ähnlichkeit der kristallinen Gesteine beiderseits der Triasmulde an dieser Stelle sprechen ebenfalls gegen sehr tiefgreifende Deckenbildung. Auch *Krige* weist besonders auf diese Ähnlichkeit der Gotthard- und Lucomagnogesteine hin (lit. 70, pag. 530).

Dem axialen Auf- und Niedertauchen der Molareantiklinale entsprechen im Süden, in der untern Leventina, die beiden Schenkel des grossen *Tessinergneisgewölbes*, des „bombement tessinois“, dessen Längsaxe quer zum allgemeinen Alpenstreichen liegt (Profil A und B der tektonischen Skizze, pag. 81). Die Beurteilung, ob das Tessinergewölbe selbst eine Decke sei, muss ich auf die Aufschlüsse im Westen, d. h. im Maggiale, stützen. Hier streichen die Äquivalente des Tessiner-gneises zutage und werden vom Antigoriogneis unterteuft, von ihm getrennt durch Paragesteine des Maggialappen und ausgewalzte Reste der mesozoischen Teggiolomulde (vgl. *H. Preiswerk*, *Eclogæ* XII 2, pag. 171).

Die weit nach Süden ausgedehnte Trennungsfläche zwischen Antigoriogneis und Tessinergneis deutet auf ein beträchtliches Ausmass der Deckenüberschiebung, während weiter ostwärts die nahe Verwandtschaft der benachbarten Teile des Molare- und Gotthardmassives auf weit geringere Überschiebungstätigkeit hinweist. Dieser Gegensatz deutet auf *rasche Änderung der Deckengliederung in der Streichrichtung des Gebirges*.

Die Annahme einer *Vereinigung der verschiedenen Deckenkerne zu gemeinsamer Wurzel im Gebiet des Tessinergneises*, vermöchte den beobachteten Tatsachen am ehesten gerecht zu werden.

Campo-Tencia-Lappen.

Der Campo-Tencia-Lappen ist in seinem nördlichen Teil durch die mesozoischen Mulden von Dalpe und Fusio vom liegenden Tessinergneis und Maggialappen abgetrennt. Südlich von den Endpunkten dieser Mulden vereinigt sich der Campo-Tencia-Lappen mit dem Tessinergneis im Osten sowie mit dem Maggialappen im Westen.

Der Campo-Tencia-Lappen enthält drei granitische Kerne, von denen zwei gegen Süden stark anschwellen. Der tiefere der beiden letzten, die Granitmasse des Pizzo di Ruscada vereinigt sich zweifellos unter der Baronegruppe mit dem Tessinergranitgneis. Der höhere, der Augengneis des Pizzo Barone, bleibt als flache Decke vom Tessinergneis getrennt durch Granat- und Staurolithglimmerschiefer, die sich noch weit nach Süden verfolgen lassen (Profil B der tektonischen Skizze). Der *Campo-Tencia-Lappen* ist das *oberste Glied im Deckensystem* unserer Karte. Er formt eine flache NNW-SSE streichende *Quermulde*, an der sich auch die tiefern Decken beteiligen.

¹⁾ Leider hat sich in der neuen Literatur der Name „Molaremassiv“ resp. „Molaredecke“ eingebürgert — der Pizzo di Molare selbst besteht aus Bündnerschiefer —, obschon *Heim* schon 1891 die weit geeignetere Bezeichnung „Leventinermassiv“ gebraucht hat.

Am Nordende, in der Region des Campolungo, wölbt sich die Mulde schiffskielartig steil empor an den zwischen Sambucolappen und Campo-Tencia-Lappen eng zusammengepressten, steilstehenden Jura- und Triasschichten der Campolungomulde.

Das Anbränden gegen den Widerstand im Norden ist durch das Auftreten einer schön aufgeschlossenen überkippten Tauchfalte am Campolungopass markiert.

Maggialappen.

Das merkwürdigste Gebilde, das hauptsächlich der Gebirgsstruktur unseres Kartengebietes ihren absonderlichen Charakter verleiht, ist der Maggialappen. Die kristalline Masse dieses Lappens wird, wie die Karte zeigt, von mesozoischen Bildungen nahezu kreisförmig umschlossen. Die Teggiolomulde und die Campolungo-Fusio-Mulde schnüren ihn nördlich von Peccia bis zu einem nur zirka 2 Kilometer mächtigen, ostfallenden Gesteinskörper zusammen, durch den er mit dem Campo-Tencia-Lappen und dem Tessinergneis in Verbindung bleibt (Tektonische Skizze, pag. 81). Offenbar liegt in diesem gerundeten Gebilde die *antiklinale Stirne einer Decke* vor, die durch das Einpressen in die Bündnerschiefer eine starke Anschwellung erfahren hat.

Die Antiklinalenaxe fällt nach Osten ein, so dass die Oberfläche einen schiefen Querschnitt durch die ganze exagerierte Stirnwölbung liefert.

Die *innere Struktur des Maggialappens* entspricht seiner äusseren Gestalt und könnte nicht unpassend mit der einer Zwiebel verglichen werden mit nach Süden gerichtetem Stiel. Im wesentlichen sind die untern Teile der liegenden Falte, d. h. der Übergang vom Gewölbescheitel zum Mittelschenkel, erhalten geblieben, so dass das ganze Gebilde mehr löffelförmige Gestalt hat. Die im Innern dieses Löffels lagernden Gesteinskörper bilden den Kern der Deckfalte. Es sind dies namentlich die durch basische Eruptivmassen ausgezeichneten Regionen der Alp Alpigia und der Sambuco-Massari-Kette.

Ausserdem wird der Maggialappen durch eine *antiklinale Querfurche*, die ungefähr die Richtung des Maggiatales bei Sambuco ob Fusio hat, in zwei Teile geteilt, den *Rodi-Teillappen* und den kleinern *Sambuco-Teillappen*.

Der **Rodi-Teillappen** zeigt im Nordwesten flach-löffelförmige Gestalt, während gegen Südosten, d. h. gegen die Wurzelregion hin, die Ränder des Löffels sich steil aufrichten, gleichzeitig mit der Zusammenquetschung des ganzen Maggialappens. In der Region dieser Einschnürung werden an der Peripherie des Rodilappens, besonders im Pecciat al bei Ghaiba, weitgehende *Abscheerungen* der Schichtsysteme des Lappens an der Peripherielinie beobachtet. Sie entsprechen analogen Abscheerungen am Sambuco-Teillappen.

Der **Sambuco-Teillappen** erlitt eine starke Zusammenpressung zu einer der Maggia ebenfalls parallel laufenden *Quersynklinale* mit steiler Schichtstellung: N W-S E. Durch das Einpressen in die Bündnerschiefer erfolgte eine *Abscheerung* des Lappens an der rechtwinklig zu seinem Schichtstreichen verlaufenden Campolungomulde. Immerhin so, dass die inneren Strukturlinien des Lappens sich der Abscheerungsfläche einigermaßen anschmiegen. So erhielt der Sambucolappen fast völlig die Gestalt eines Kahns, die auf der Profiltafel 81 a deutlich zur Darstellung gelangt.

Die Mulde des Sambucolappens ist die nordwestliche Fortsetzung der ausgedehnten *Quermulde*, die der Campo-Tencia-Lappen bildet.

Der nördliche und nordwestliche Stirnrand des ganzen Maggialappens ist kompliziert durch zahlreiche Tauchfalten und *Rücktauchfalten* (*überkippte Tauchfalten*), sogenannte „*enroulements*“.

Dieselben sind markiert durch schmale, langgezogene Gneiseinlagerungen im Bündnerschiefer, oft begleitet von Triasbildungen. Die zwei wichtigsten durchschneiden die Alp Campo la Torba in ihrer ganzen Länge, queren die Bergkette des Mezzodi ob Airolo und lassen sich tessintalabwärts bis oberhalb Piotta verfolgen. Köpfe solcher Tauchfalten sind am Naretpass prachtvoll aufgeschlossen. Hier tauchen sie nach Norden. Weiter östlich, auf ihrem Verlauf durch die Alp Campo la Torba, gehen sie durch die Saigerstellung in Südfalten über und sind somit schon am

Mezzodi überkippt. Entsprechend den überkippten Tauchfalten des Campolungopasses an der Nordstirne des Campo-Tencia-Lappens, haben wir somit dieselben Bildungen auch an der Nordstirne des Sambuco-Teillappens.

Auch am Westabhang des Pizzo Cristallina treten analoge Erscheinungen auf.

Zur Deutung der dem Triasmarmor eingelagerten Lamelle von Granitgneis in den Gipfeln des Pizzo di Castello und des Pizzo della Rossa am Südwestrand des Maggialappens dürfte vielleicht dieselbe Auffassung dienen.

Anderseits begleiten den Rand des Maggialappens *mesozoische Teilmulden*, die den prätriaschen Massen des Lappens eingesenkt sind. Die auffallendste ist diejenige des *Ponc. di Sambuco* und des *Pizzo Massari*, die am Südfuß des Pizzo Massari in scharfer Umbiegung der Campolungomulde sich parallel stellt.

Der *innere Kern des Maggialappens*, der Alpigiagranit, vereinigt sich allem Anschein nach südlich vom Kartengebiet mit den Granitmassen des Pizzo die Ruscada, d. h. mit dem Kern des Campo-Tencia-Lappens, und damit auch mit dem Tessinergneis. Die zum Maggialappen gehörigen ostfallenden Paragneise unterteufen bis weit ins untere Maggiatal hinab den Tessinergneis resp. seine Äquivalente.

Im Westen und Südwesten wird der Maggialappen seinerseits auf einer NNW-SSE verlaufenden Linie, die bis ins untere Maggiatal reicht, von der Teggiolomulde und ihren ausgequetschten Resten unterteuft sowie vom Antigoriogneis, der das tiefste Glied im Deckensystem bildet.

Lebendungneis.

Der Lebendungneis tritt im Gebiet des Basodino und des Cavagnoli in der Breite von mehreren Kilometern ins Kartengebiet ein. Ostwärts nimmt er kontinuierlich an Mächtigkeit ab und verliert sich als schmales Band in den Bündnerschiefern am Nordabhang des Mezzodi oberhalb Airolo. In den Erläuterungen zur Simplonkarte (Tafel II, Profil 1) habe ich den Lebendungneis als Tauchfalte dargestellt. Sein Verhalten im nördlichen Tessin spricht durchaus für diese Auffassung. Ich stehe daher nicht an, den Lebendungneis mit dem Maggialappen deckentheoretisch direkt zu verbinden. Von der nach Norden vorbrandenden Stirn des Maggialappens bildet der Lebendungneis nach meiner Auffassung einen zur Tiefe sich senkenden und ausgewalzten Teil, der durch Erosion völlig vom Maggialappen getrennt wurde (vgl. die Profile B—E der Profiltafel 81 b).

Das *Zusammenhängen des Maggialappens mit dem Lebendungneis* hat für die Tektonik der Simplonregion und das südliche Tessin wichtige Konsequenzen, deren Tragweite durch weitere Untersuchungen festgestellt werden sollte.

Antigoriogneis.

Der Antigoriogneis taucht in unserem Gebiet halbkreisförmig nach NW, N, E und ESE unter die Teggiolomulde und den Maggialappen unter. Der Bogen entspricht einer Umbiegung im Streichen der ganzen, antiklinal aufgewölbten Antigoriogneismasse, die dadurch wieder als obere Decke auf sich selbst zurückgefaltet wird. Im Knie der Umbiegung liegen bei Bosco die Reste einer hangenden Decke eingeklemmt, die dem Lebendungneis resp. dem Maggialappen entsprechen müssen.

Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik.

Die Form der Gebirge im nördlichen Tessin erweckt leicht den Eindruck weitgehender Unabhängigkeit von der geologischen Struktur.

Die Bergketten zeigen sich in ihrem Verlauf mehr als reine Erosionskämme zwischen zwei Tälern, weniger als Richtungen geologisch wichtiger Linien. Der Eindruck wird wesentlich durch das Fehlen einer einheitlichen Struktur durch das ganze Kartengebiet hindurch und durch den bunten Wechsel der Streichrichtungen der geologischen Körper hervorgebracht. Tatsächlich lässt sich aber der Zusammenhang von Gebirgsform und Tektonik in manchen Teilen sehr wohl erkennen.

Vor allem springt in die Augen der gewaltige, gegen Norden konvex gewölbte Bogen des Tessintales, das zwischen All'Acqua und dem Monte Piottino genau dem Nordrand der gebogenen *Bedrettoschiefermulde* folgt. Weniger deutlich macht sich die *Pioramulde* in der Topographie bemerkbar. Die *Teggiolomulde* vollends scheint nicht den geringsten Einfluss auf die Gebirgsgestalt auszuüben, während anderseits die *Zweigmulde des Campolungo* eine tiefe Querrinne durchs Gebirge hervorruft.

Die Gebirgskette, die vom *Cavagnoligletscher* zum *Ponc. di Vespero* bei Airolo zieht, folgt der Streichrichtung der geologischen Formationen. Indessen wird die Kammhöhe abwechselnd von Bündnerschiefer oder von Lebendgneis gebildet.

Die Gebirgskette des *Lucomagno* folgt im allgemeinen dem Streichen des kristallinen Massives, aus dem es besteht (Leventinermassiv), biegt aber im westlichen Teil etwas nach Norden aus, so dass der genau West-Ost streichende Augengneiskern vom Pizzo Pettano an westwärts die Kammlinie verlässt und am Südabhang ausstreicht.

Auch die Kette vom *Tanedo* zum *Skai*, die das Pioratal im Norden begleitet, folgt dem Schichtstreichen.

Die drei genannten Ketten gehören dem *nördlichen* Gebiet an, in dem *zentralmassivische Struktur* vorherrscht. *Südlich* davon sind die Verhältnisse völlig andere. Streichende Kämme sind selten, Querkämme die Regel. Ein neues, für die Gebirgskettenbildung bedeutsames Moment kommt zur Geltung: die *Querfaltung der Decken*.

Die streichende Kette Cavagnoli-Vespero setzt sich südlich von Airolo fort im Mezzodi, Sassello, Massari und jenseits der Campolungosenke in den hohen Gipfeln des Pizzo Ganna, Campo-Tencia und Pizzo Barone. Die ganze Kette vom Mezzodi bis zum Barone bildet nun, wie Karte und Profile zeigen, den Muldenkern einer flachen, quer zum Alpenstreichen verlaufenden Faltung, während der NW-SE verlaufende Teil des Maggiatales in der entsprechenden antiklinalen Aufwölbung liegt.

So sehen wir die das Alpenstreichen querenden Strukturlinien im Maggiagebiet orographisch auffallend stark ausgeprägt. Vielleicht hat dies seinen Grund darin, dass diese Strukturlinien ihre Entstehung einer relativ späten Gebirgsbewegung verdanken.

Anhang.

Gesteinsanalysen.

In der untenstehenden Tabelle (Seite 77) sind die Resultate der 8 chemischen Analysen eingetragen, die an Gesteinen des Kartengebietes von Herrn Dr. *Fritz Hinden* im Mineralogischen Institut der Universität Basel ausgeführt worden sind. Zu den 6 ersten Analysen sind die Mittel von der Geologischen Kommission bewilligt worden.

Nr. 1. Grauer, feinkörniger Augengneis, der aus **Granitporphyr** hervorgegangen ist. Der Fundort ist der zweite Gneiskeil am Grat südlich vom Naretpass. Der Gneis bildet eine Einlagerung zwischen Trias- und Juragesteinen. Der Typus ist bezeichnend für den grössten Teil der Orthogneislamellen, die an der Peripherie des Maggialappens als überkippte Tauchfalten in die Bündnerschiefer eingewalzt sind.

Die Bestandteile des Gesteins sind: *Orthoklas*, der als bis 1 cm grosse, gerundete Einsprenglinge in schönen Zweihälftern auftritt. Mikroskopisch zeichnet er sich durch Gitterstruktur und perthitische Verwachsungen aus und bildet oft Relikte in grössern *Albit*porphyroblasten, die als Neubildungen aufzufassen sind. *Quarz* bildet den überwiegenden Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. Fast schwarzer *Biotit* findet sich regelmässig verteilt im Grundgewebe sowie einsprenglingsartig. Daneben reichlich *Muscovit*. Nebengemengteile sind *Epidot*, *Apatit*, *Titanit* und *Chlorit*. Das spezifische Gewicht des Gesteins ist 2.67.

Nr. 2. **Porphyrartiger Biotitgranit** (Granitit) mit nahezu normalem Granithabitus von der Costa auf der Alp Ceresa im obersten Maggialtal. Das Gestein entspricht dem Normaltypus des grossen Matorellogranitmassives im Kern des Maggialappens.

Die Bestandteile sind: Bis 2 cm grosse *Orthoklase*insprenglinge von weisser oder etwas grünlich-gelblicher Farbe, schwachvioletter *Quarz* in Nestern und schwarzer *Biotit* in bis 1 cm grossen Putzen. So erscheint das Gestein schwarz-weiss-violett gefleckt. Untergeordnet finden sich *Chlorit*, wenig *Muscovit* sowie zonargebaute Plagioklase aus der Reihe des *Oligoklas-Albit*. Ferner wurde *Epidot*, *Apatit* und *Zirkon* bestimmt. Das spezifische Gewicht des Granits ist 2.70.

Nr. 3 ist die Analyse eines gangförmigen *Aplites*, der im normalen Matorellogranit der Analyse Nr. 2 aufsetzt. Fundort ist Piatto auf der Alp Ceresa.

Die Gemengteile sind: *Orthoklas* mit und ohne Gitterstruktur, mit Perthitspindeln und häufiger Myrmekitbildung an der Peripherie der Körner. *Quarz* in reichlicher Menge, oft mit Zahnstruktur ohne jede mechanische Umwandlung. Der *Biotit* ist sehr dunkelfarbig, nur von ganz wenig *Muscovit* begleitet. Vereinzelt ist einschlussreicher *Plagioklas*. Ferner sind *Apatit* und *Zirkon* beobachtet. Das spezifische Gewicht des *Aplites* ist 2.61.

Nr. 4 ist eine **basische Ausscheidung** aus dem Matorellogranit, ein dunkelgrünes, weissgesprenkeltes, hornblendereiches Gestein von **gabbroidem Charakter**. Es tritt schlierenartig in Begleitung der *Aplite* im Granit von Piatto auf Alpe Ceresa auf.

Die vorherrschenden dunkeln Gesteinsgemengteile sind *Hornblende* und *Biotit*. Letzterer bildet grössere Porphyroblasten, die alle andern Gemengteile gelegentlich als idiomorphe Kristalle einschliessen, wodurch Siebstruktur entsteht. Das farblose Grundgewebe besteht vorherrschend aus stark zonarem, basischem *Plagioklas* und etwas *Quarz*. Untergeordnet finden sich Erze, *Apatit*, *Rutil* und *Turmalin*. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt 3.00.

Der Aplit der Analyse Nr. 3 einerseits und die gabbroiden Schlieren Nr. 4 anderseits sind *Spaltungsprodukte des Granitmagmas des Matorellogranites*, der die chemische Zusammensetzung von Analyse Nr. 2 hat. Die Proportion der Magmaspaltung ist im vorliegenden Falle so, dass die Zusammensetzung des Granits einer Mischung von drei Teilen Aplitsubstanz (Nr. 3) mit einem Teil Gabbrosubstanz (Nr. 4) entspricht. Errechnet man unter dieser Voraussetzung die Zusammensetzung des Granits, so erhält man die in der Tabelle Seite 77 unter 4a stehenden Zahlen. Die Übereinstimmung mit der unter 2 gegebenen Analyse des Granits ist nahezu für alle Bestandteile eine überraschend gute. Damit in völligem Einklang errechnet sich das spezifische Gewicht des Granits unter denselben Voraussetzungen aus den spezifischen Gewichten der Aplit- und der Gabbrosubstanz zu 2.707, eine Zahl, die mit der des vorher experimentell bestimmten spezifischen Gewichtes (2.70) tatsächlich recht genau übereinstimmt.

Nr. 5. Hornblendegabbro aus der Randfazies des Alpiagranites. Fundstelle unterhalb der Hütten der Alpe di Rodi westlich oberhalb Fusio. Das Gestein ist der Typus der basischen, hornblendereichen Abarten der mächtig entwickelten dioritischen Randfazies, die das Alpiagranitmassiv im Nordwesten umrandet und gegen die Granatglimmerschiefer und braunen Gneise der Alpe di Rodi abgrenzt.

Vorherrschend sind die dunkeln Gemengteile grüne *Hornblende* und gelblichbrauner *Biotit*. Die Pigmenteinschlüsse der Hornblende deuten auf Entstehung aus einem primären Gemengteil (Diallag). Der helle Gemengteil ist *basischer Plagioklas*. Nebengemengteile sind Zoisit und Rutil. Das spezifische Gewicht des Gabbro ist 3.01.

Nr. 6 ist die Analyse eines streng parallelstruierten, hellen, feldspathreichen **Gneises** mit schwarzen, dünnen Biotitlagen. Der Fundpunkt ist auf Alpe di Rodi nahe Punkt 1717 m. Seiner eigenartigen, chemischen Zusammensetzung nach kann er unter den Orthogneisen nur bei Abkömmlingen von Anorthositgesteinen untergebracht werden und ist dann zur gabbroiden Grenzfazies des Alpiagranites zu zählen.

Die zurücktretenden dunkeln Gemengteile sind *Biotit* und *Hornblende*. Die Hauptmasse ist das farblose Grundgewebe, das wesentlich aus *Plagioklas* besteht. Die meist kleinen Individuen bilden eine Art Pflasterstruktur. Sie zeigen inverse Zonenbildung und sehr starke Differenzen in der Zusammensetzung von Kern und Schale. Auch etwas *Quarz* ist vorhanden. *Granat* tritt schwarmweise auf in kleinen Kriställchen, *Titanit* in Körneraggregaten. Das spezifische Gewicht ist 2.75.

Nr. 7. Hornblende-Peridotit. Das Gestein findet sich in Blöcken am Ausgang des Tobels bei Roseto im Bavonatal. Es entstammt den basischen Einlagerungen im Antigoriogneis, welche an den Steilwänden über der Alp Oglie anstehen und mit den Topfstenvorkommen der Alpen Oglie, Sovenedo und Croso in Zusammenhang stehen. Der Hornblende-Peridotit von Roseto ist in der Tat als Primärgestein der berühmten Topfsteine des Pecciales aufzufassen. Das dunkelgrüne, frische, äusserst zähe Gestein präsentiert sich als „Schillerfels“ durch die glänzenden poikilitischen Hornblendespaltflächen.

Die Bestandteile des Gesteins sind: Blassgrüne *Hornblende*, *Hypersthen*, gelbbrauner *Biotit*, *Olivin*, oft in Körnerform poikilitisch in Hornblende eingewachsen, spärlicher *Plagioklas* mit 50 bis 60 % Anorthitgehalt und endlich reichlich *Pleonast* in grössern Körnern oder aber meist myrmekitartig in Hornblende eingewachsen. Das spezifische Gewicht beträgt 3.23.

Nr. 8. Feinbändriger, gefalteter **Granatgneis** (Paragneis), anstehend an der Strasse von Fusio nach Sambuco, etwa 1 Kilometer nördlich von Fusio unmittelbar vor der Schlucht des Baches von Fontanalba.

Das Gestein besteht wesentlich aus einem granoblastischen Quarz-Feldspath-Grundgewebe, das von Biotithäuten durchzogen und von kleinen, rötlichen Granaten durchspickt ist. Die Gemengteile sind folgende: *Biotit* von rötlichbrauner Farbe, seltener *Muscovit*, *Granat* in etwas abgerundeten Rhombendodekaedern. Als weiterer Einsprengling ist *Disthen* vereinzelt gefunden worden. Im Grundgewebe: *Oligoklas* mit 15—20 % Anorthitgehalt, *Quarz* sehr reichlich, gelegentlich Rutil, Erze, Zirkon. Das spezifische Gewicht ist 2.78.

Dieser Granatgneis kann als Typus der „braunen Gneise“ (vgl. pag. 59) gelten. Seine chemische Zusammensetzung stellt ihn zu den Paragneisen und weist auf ein Tonsediment als Primärgestein.

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 4 a	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Si O ₂ . . .	70.35	68.35	74.80	46.70	67.70	50.25	57.80	43.85	58.30
Ti O ₂ . . .	0.50	0.40	0.20	1.40	0.50	0.90	0.80	0.30	—
Al ₂ O ₃ . . .	16.60	15.86	13.85	17.47	14.75	14.89	24.05	11.67	27.54
Fe ₂ O ₃ . . .	0.79	0.78	0.35	2.61	0.90	2.35	0.40	2.80	1.36
Fe O . . .	2.03	2.97	0.63	10.07	2.99	7.11	3.12	9.57	6.12
Mn O . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—
Mg O . . .	0.47	1.22	—	5.50	1.26	8.02	0.38	22.07	2.14
Ca O . . .	1.10	3.10	1.05	8.60	2.94	9.85	8.28	4.81	1.35
K ₂ O . . .	3.14	3.07	4.57	1.65	3.84	0.91	1.22	0.99	} 0.87
Na ₂ O . . .	3.94	3.08	4.26	2.59	3.85	2.11	3.41	2.19	
H ₂ O (Glühverl.)	1.38	1.18	0.32	2.65	0.90	2.66	1.06	2.72	0.87
Summa	100.30	100.01	100.03	99.24	—	99.05	100.52	100.97	99.05

Berichtigungen.

Seite 47, Linie 20, lies: Die Feldspathisierung, statt: Diese Feldspathisierung.

„ 52, „ 21, „ Es sind hier vorwiegend

„ 53, „ 22, „ G. Linck (43)

„ 54, „ 7, „ Pseudomorphosen.

„ 57, „ 2, „ „Molaremassiv—Tessinerneis“.

„ 57, „ 40, „ in den Paragneisen tritt er selten auf, und zwar

„ 60, „ 31, „ und seinen nordwestlichen Ausläufer.

„ 61, „ 20, „ Bezeichnung, statt: Beziehung.

„ 62, „ 22, „ G. Klemm (44).

„ 63, „ 20, „ dass einige der schmalen, in Bündnerschiefer

„ 64, „ 34, „ sprechen durchaus dafür.

„ 65, „ 10, „ Hornfelse.

„ 69, „ 23, „ zu einer flachen Quermulde. Den Kern dieser „Deckenmulde“

„ 69, „ 25, „ Im Tessintal steigt das Deckensystem wieder zu einem flachen Quergewölbe

„ 69, „ 42, „ muss, entsprechend der Darstellung auf Profil A und B

„ 71, „ 21, „ muss sich auf

„ 72, „ 1, „ wölbt sich die Quermulde im Streichen schiffskielartig

„ 72, „ 4, „ Das Anbränden des Campo-Tencia-Lappens gegen

„ 72, „ 10, „ durch den der Maggialappen, statt: durch den er

„ 74, „ 1, „ Die Formen der

Literaturangaben

zur

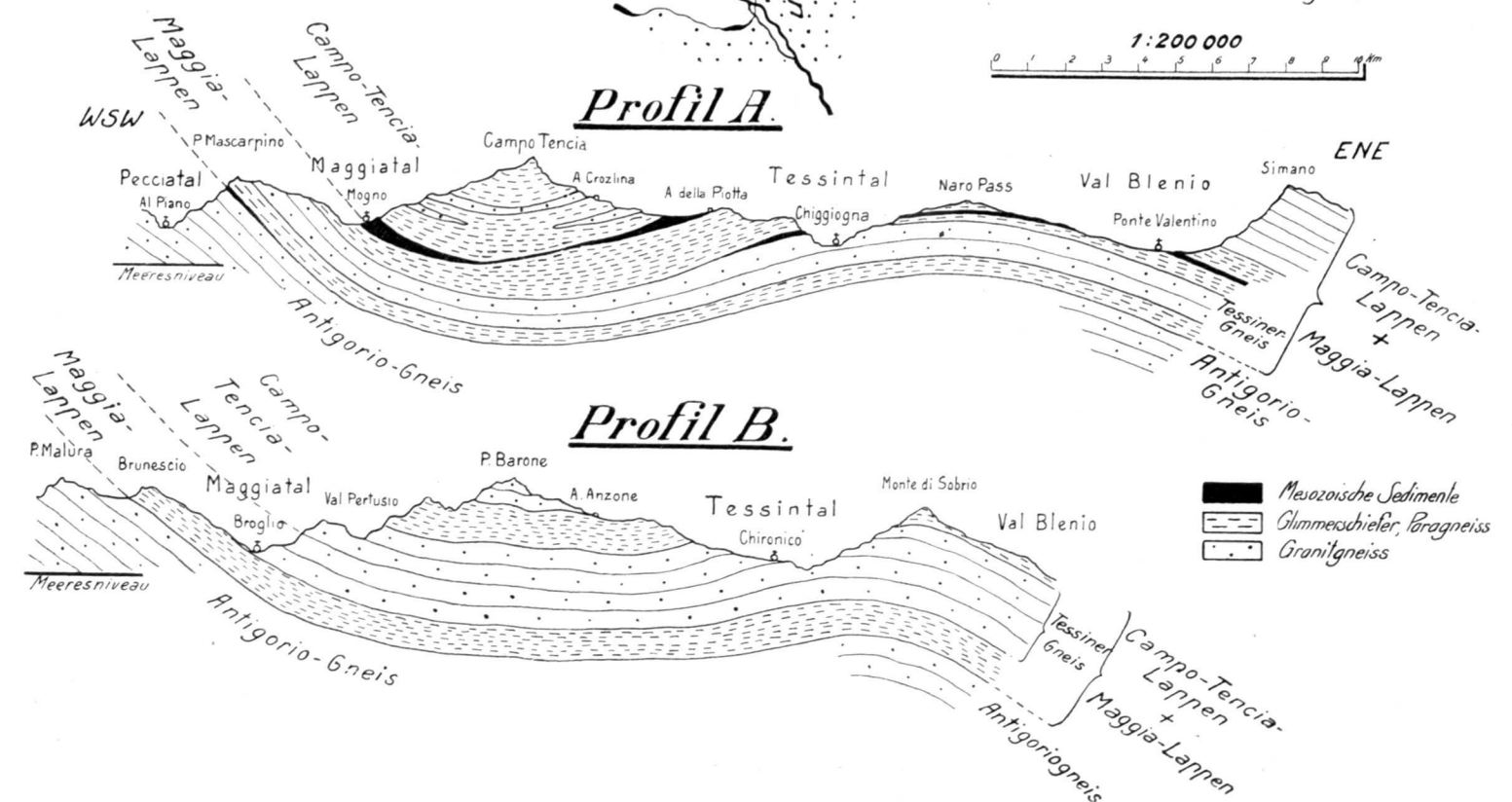
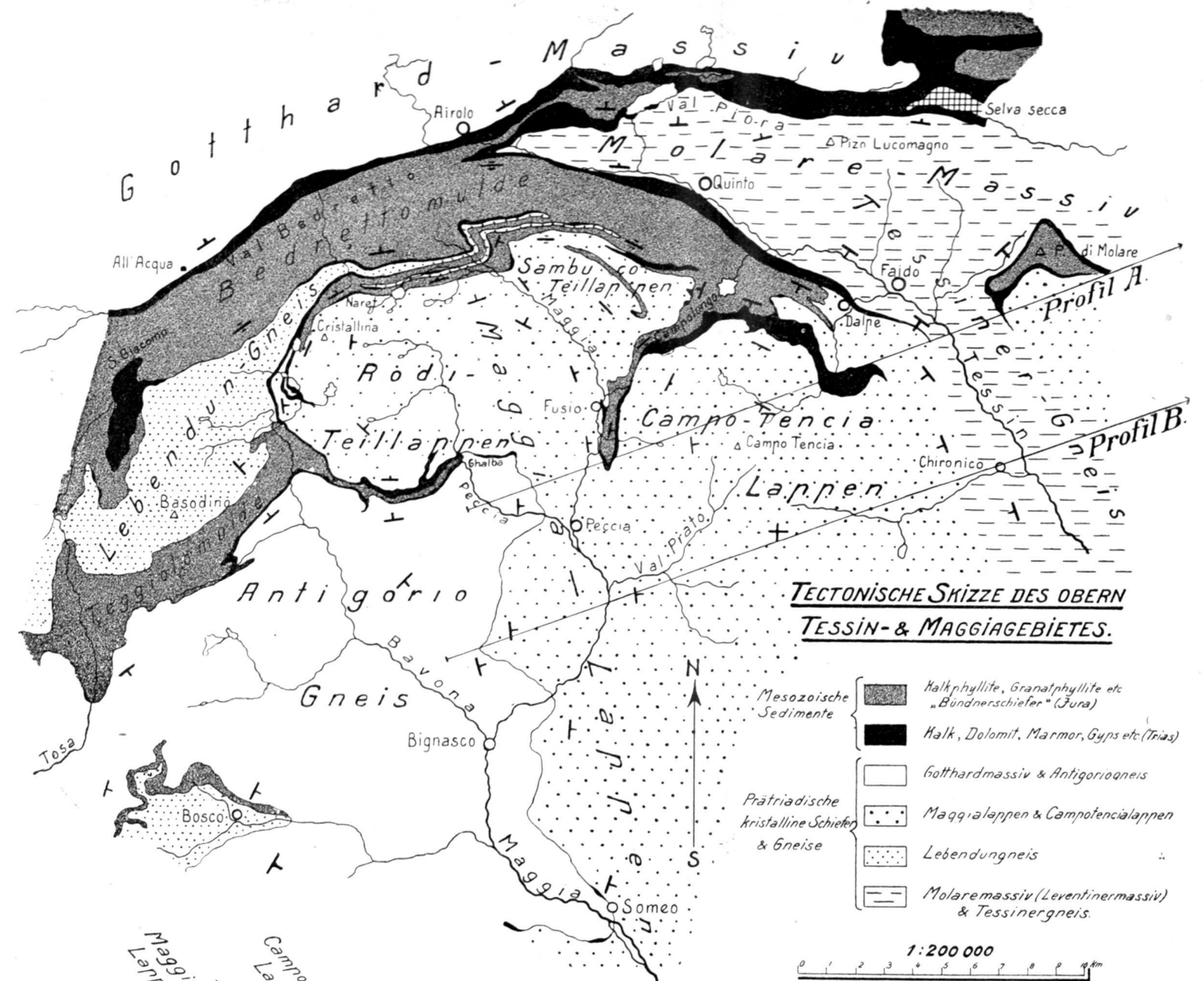
Geologie des Obern Tessin- und Maggiagebietes.

1783. 1. *E. Pini*. Memoria mineralogica sulla montagna e sui contorni di San Gottardo. — Milano.
1796. 2. *H.-B. de Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel. T. VII, p. 10 ff.
1804. 3. *J. G. Ebel*. Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art die Schweiz zu bereisen. — Zürich. II. Teil, p. 13 und 239.
1806. 4. *C. Amoretti*. Viaggio di tre laghi. — Milano.
1815. 5. *Ch. Lardy*. Bericht über einen Ausflug nach dem Campolungo. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 69—81.
1815. 6. *Ch. Lardy*. Über den Gips aus dem Tale Canaria. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 11.
1823. 7. *L. von Buch*. Über Dolomit als Gebirgsart (Analyse des Dolomit vom Campolungo). — Berlin.
1833. 8. *Ch. Lardy*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard (Karte des Bedretto- und Pioratales). — Schweiz. Denkschr. I, 2. Abt.
1844. 9. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, p. 323, 326 und 327.
1845. 10. *L. Lavizzari*. Sui minerali della Svizzera italiana.
1849. 11. *L. Lavizzari*. Istruzione popolare sulle principali rocce del Cantone Ticino.
1851. 12. *B. Studer*. Geologie der Schweiz (Bd. I. Die Tessiner Alpen, p. 226—35).
1853. 13. *B. Studer und A. Escher*. Carte géologique de la Suisse 1 : 380,000.
1862. 14. *G. vom Rath*. Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XIV, p. 376, 382, 401.
1863. 15. *B. Studer*. Geschichte der physischen Geographie der Schweiz. — Bern, Stämpfli & Cie., p. 31, 66, 180, 198, 640, 642, 644.
1865. 16. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 100,000. Blatt XVIII, Brig-Airolo.
1869. 17. *L. Rütimeyer*. Thal- und Seebildung. — Schweighauser, Basel (Livinental, p. 44).
1869. 18. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (mit Karte 1 : 200,000). — Neue Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., XXII.
1873. 19. *F. Giordano*. Esame geologico della Catena Alpina del San Gottardo (mit Karte 1 : 50,000). — Memorie p. s. a. descr. della carta geologica d'Italia. R. Comitato geologico. Vol. II.
1873. 20. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet (mit Karte 1 : 50,000). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XV, p. 63—66, 77—92, 110 ff.
1874. 21. *F. M. Stäpf*. Geologische Tabellen und Durchschnitte über dem grossen Gotthardtunnel. — Spezialbeilage zu den Berichten des Schweiz. Bundesrates, Bern. Dazu geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, Kilometer 38—149 in 1 : 25,000.
1877. 22. *Th. Engelmann*. Über den Dolomit des Binnentales und seine Mineralien, verglichen mit dem vom Campo Lungo. — Dissertation Bern. (Referat: Zeitschr. f. Krist. Bd. 2, p. 311, 1878).
1880. 23. *F. M. Stäpf*. Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. — Quartalsbericht des Schweiz. Bundesrates, Bern.

1881. 24. *F. Rolle*. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin (Karte 1 : 100,000, Blatt XIX, Bellinzona-Chiavenna). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIII, p. 10, 12, 19, 32.
1881. 25. *F. M. Stapf*. Geologische Beobachtungen im Tessental. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 33, p. 604, 606.
1882. Idem. Bd. 34, p. 41, 65, 71, 511, 543, 548.
1882. 26. *F. M. Stapf*. Wie am Monte Piottino die Parallelstruktur des Gneises in Schichtung übergeht. — Neues Jahrb. f. Min., p. 77, 80, 87.
1884. 27. *F. M. Stapf*. Geologische Übersichtskarte entlang der Gotthardbahn. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XXXVI, H. 1, p. 197.
1888. 28. *U. Grubenmann*. Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. — Thurgauische naturf. Ges. H. VIII.
1890. 29. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of the geol. soc. London, XLVI.
1891. 30. *A. Heim*. Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XXV, p. 316, 346, 348.
1892. 31. *F. M. Stapf*. Crystalline schists of the Lepontine Alps. — Geol. Magazine. January.
1894. 32. *A. Baltzer*. Geologische Exkursionen im Berner Oberland und Gotthardmassiv. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich, Librairie Payot, Lausanne, p. 168.
1894. 33. *C. Schmidt*. Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizeralpen. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich.
1894. 34. *T. G. Bonney*. On mesozoic rocks and crystalline schists in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. geol. soc. London 50, p. 285—301.
1900. 35. *E. Weinschenk*. Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen (Alpe Sponda). — Zeitschr. f. Krist. B. XXXII, p. 258.
1900. 36. *W. M. Davis*. Glacial Erosion in the valley of the Ticino. — Appalachia IX.
1900. 37. *A. Heim*. Gneisfältelung in alpinem Zentralmassiv . . . (Dazio Grande). — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1901. 38. *M. Lugeon*. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 814.
1905. 39. *A. Stella*. Il problema geo-tettonico dell' Ossola et del Sempione (Tafel 1). Roma.
1906. 40. *H. Schardt*. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges., p. 319 und Tafel I.
1906. 41. *A. Heim*. Über die nördlichen Lappen des Tessinermassives. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich (Geol. Nachlese Nr. 17).
1906. 42. *E. J. Garwood*. The Tarns of the Canton Ticino. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. LXII, p. 165—193.
1907. 43. *G. Linck*. Orthoklas aus dem Dolomit vom Campolungo. — Neues Jahrb. f. Min. Bd. I, p. 21—31.
1904. 44. *G. Klemm*. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. — Sitzungsber. d. K. Pr. Akad. d. Wissensch., Berlin. 4 Berichte: 1. 7. Januar II, p. 46—65. 2. 13. April 1905 XX, p. 442—453. 3. 26. April 1906 XXII, p. 420—431. 4. 7. März 1907 XII, p. 245—258.
1908. 45. *C. Schmidt und H. Preiswerk*. Geologische Karte der Simplongruppe 1 : 50,000. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 26. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen.
1908. 46. *J. Königsberger*. Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno und Beschreibung der Mineral-lagerstätten des Tessinermassivs (mit Literaturverzeichnis). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. — Bd. XXVI, p. 488—564.
1908. 47. *L. Hessner*. Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXVII, p. 157—218.
1908. 48. *J. Königsberger*. Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard etc. — Eclog. geol. Helv. T. 10.

1909. 49. *Ed. Suess*. Das Antlitz der Erde. — III/2, p. 138 u. 139.
1909. 50. *L. Hezner*. Der Peridotit von Loderio. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1909. 51. *J. Königsberger*. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv. — Eclog. geol. Helv. Vol. X, Nr. 6, p. 852—896.
1910. 52. *J. Königsberger*. Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive etc. — Comptendu XI, internat. Geologenkongress Stockholm, p. 644.
1910. 53. *H. Schardt*. L'éboulement préhistorique de Chironico. — Boll. soc. ticinese sc. nat.
1911. 54. *G. Klemm*. Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Bd. 63, Monatsber. Nr. 8/10.
1911. 55. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. 31.
1912. 56. *J. Königsberger*. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., p. 501—529.
1912. 57. *E. Gutzwiller*. Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 1—64.
1912. 58. *E. Gutzwiller*. Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. — Zentralblatt f. Min., Nr. 12, p. 354.
1912. 59. *H. Preiswerk*. Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 169.
1912. 60. *H. Lautensach*. Die Übertiefung des Tessingebietes. — Geogr. Abhandl. von A. Penk, N. F. I, Teubner, Leipzig.
1913. 61. *W. van Holst-Pellekaan*. Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. — Dissertation. Zürich.
1914. 62. *P. Niggli und W. Staub*. Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 45, p. 69 u. 70.
1914. 63. *H. Lautensach*. Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. — Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. IX, Leipzig.
1915. 64. *J. Weber*. Geologische Wanderungen durch die Schweiz (Clubführer des S. A. C.). III, p. 181 bis 196. Rascher, Zürich.
1916. 65. *R. Staub*. Zur Tektonik der südlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46.
1916. 66. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie etc. Deutsche Min. Ges. Bd. V, p. 242.
1917. 67. *R. Staub*. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen (mit Literaturverzeichnis). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46, III. Abt.
1917. 68. *M. F. Rabowski*. Les lames cristallines du Val Ferret etc. — Procès-verbaux soc. vaud. sc. nat. 5. Dezember.
1917. 69. *H. Preiswerk*. Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. — Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 28, p. 165—190.
1918. 70. *L. Krige*. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung (mit Literaturverzeichnis). — Eclog. geol. Helv. XIV. p. 519—654.
1918. 71. *E. Argand*. Die Tektonik des Val Blegno. — Eclog. geol. Helv. XIV, p. 685.

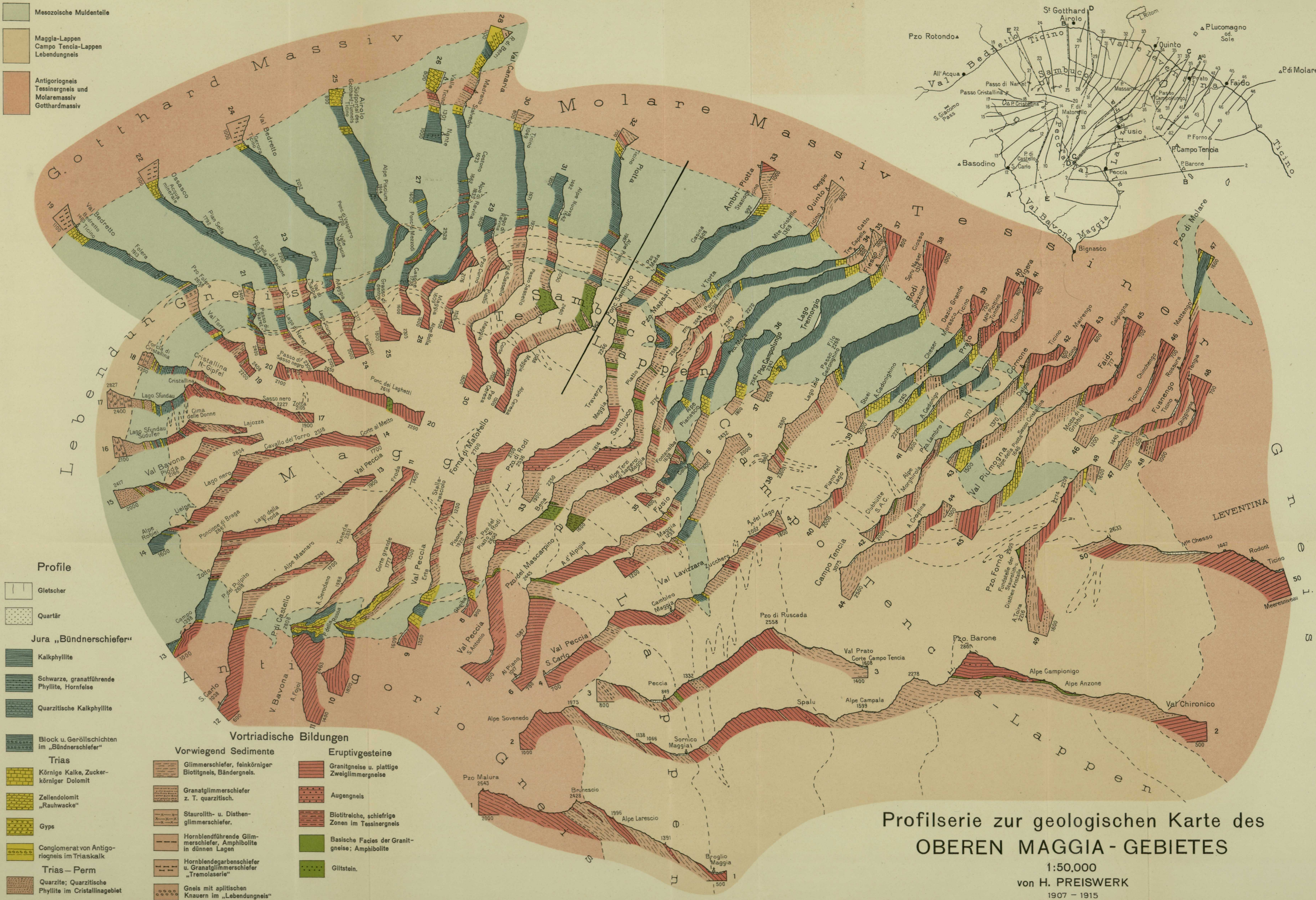




Tektonische Kartenskizze

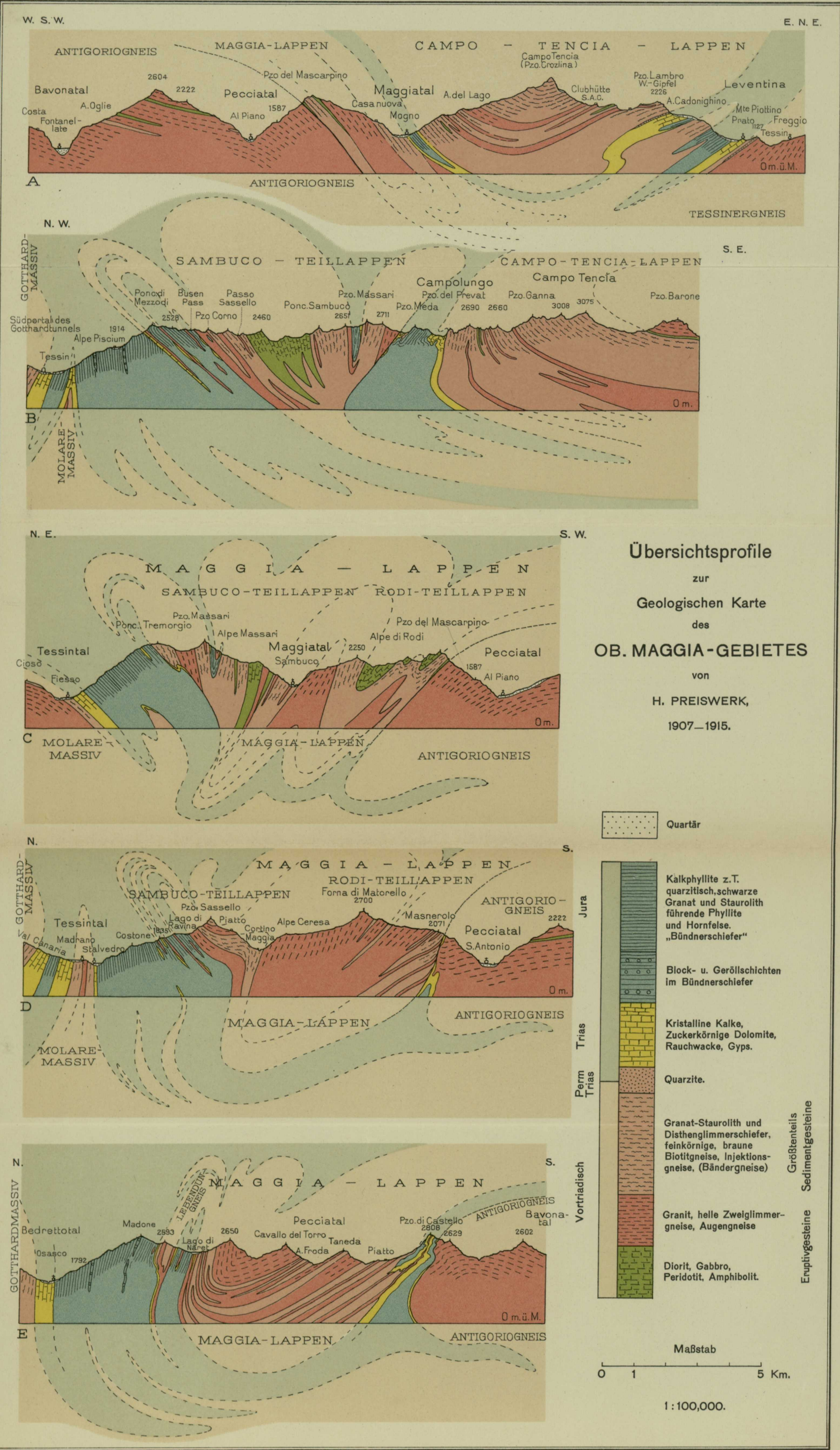
- Mesozoische Muldentelle
- Maggia-Lappen
Campo Tencia-Lappen
Lebendgneis
- Antigorigneis
Tessinerigneis und
Molaremassiv
Gotthardmassiv

Übersichtskarte 1:200.000 für die Lage der Profile auf Tafel 81^a u. 81^b



Profilserie zur geologischen Karte des OBEREN MAGGIA - GEBIETES

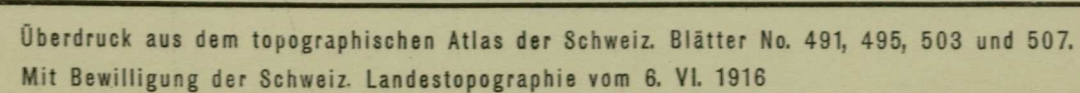
1:50.000
von H. PREISWERK
1907 - 1915



1907 — 1917

unter Mitarbeit von A. Jeannet und Benutzung der Arbeiten von L. J. Krige und W. van Holst

Hierzu Profiltafeln No. 81a und 81b und Erläuterungen No. 20. Spezialkarte No. 81.



Kartograph. Anstalt Hofer & Co., A.-G., Zürich

Masstab = 1:50.000

0 1 2 3 4 5 6 km

Spezialkarte zu 81

zu Lief. 26, II

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Dritter Teil

Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales

Mit 1 Karte in 1:25 000 (Nr. 106), 2 Tafeln und 15 Figuren im Text

Von

Alfred Werenfels

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1924

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Preis — Prix: **Fr. 6.—**

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

Dritter Teil

Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales

Mit 1 Karte in 1:25 000 (Nr. 106), 2 Tafeln und 15 Figuren im Text

Von

Alfred Werenfels

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1924

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 3. März 1923 legte Herr *Alfred Werenfels* das druckfertige Manuskript dieser Untersuchung vor.

Die Kommission nahm die Arbeit des Herrn Werenfels, die von †Herrn Prof. C. Schmidt empfohlen wurde, zur Publikation in den «Beiträgen» an, und zwar war ihr das möglich, weil der Verfasser sich bereit erklärte, einen namhaften Beitrag an die Druckkosten zu leisten. Dafür sei dem Autor aufs beste gedankt.

Die gesammelten Belegstücke, Schliffe etc. befinden sich in der geologischen Sammlung des naturhistorischen Museums in Basel.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Oktober 1923.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>I. Einleitung</i>	81
<i>II. Geologische Übersicht</i>	82
<i>III. Geologische und petrographische Beschreibung</i>	83
A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke	84
B. Casannaschiefer der Bernharddecke	85
1. Sericitibitschiefer	85
2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer	89
3. Hornblendeschiefer	97
4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer	99
C. Mesozoische Gesteine	100
1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias	100
2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer	105
3. Ophiolitische Gesteine	106
a) Grünschiefer	107
b) Serpentin und Asbest	114
c) Ofenstein und Talkschiefer	116
<i>IV. Morphologie</i>	117
A. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit	117
B. Terrassen	118
C. Alte Flussläufe	119
D. Sackungen und Bergstürze	120
<i>V. Zusammenfassung</i>	122
<i>Literaturverzeichnis</i>	123

I. Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Geologie des *Vispertales*, d. h. des Talstückes von der *Vereinigung* der *Saaser- und Matternvisp* bis zur Rhone.

Die ersten eingehenden geologischen Untersuchungen über das Gebiet veröffentlichte *H. Gerlach* in den «*Penninischen Alpen*» 1869. Seine geologischen Aufnahmen sind auf einer Karte im Massstab 1 : 200,000 niedergelegt und wurden später auf Blatt XVIII der geologischen Karte der Schweiz, 1 : 100,000, verwendet.

Mehr als 30 Jahre später publizierte *H. Preiswerk* seine gründlichen petrographischen Studien über die «*Metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine zwischen Visp und Brig (1901)*» sowie über die «*Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*» (1907). Die geologische Karte des Vispertales ist im wesentlichen enthalten in der «*Karte des Simplongebietes*», 1 : 50,000, von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (1907).

A. Rothpletz gibt in seinen «*Beiträgen zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes*» (1904) gleichfalls eine ausführliche Darstellung von der Verbreitung der Grünschiefer im Vispertal, wobei er zu wesentlich anderen Resultaten gelangt als *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*.

Dieses schon so eingehend untersuchte Gebiet wählte ich, einer Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. *C. Schmidt* folgend, zum Gegenstand einer geologisch-petrographischen Studie. Die Veranlassung dazu ergab sich aus zwei Umständen:

1. Im Sommer 1918 untersuchte Herr Prof. *H. Preiswerk* mit meiner Assistenz im Auftrage des damaligen schweizerischen Bergbaubureaus die Asbest-, Ofenstein- und Talklagerstätten im Aufnahmegebiet¹⁾, ferner für die «*Apaval*» (*Association des producteurs d'Anthracite du Valais*), Sion, die im Vispertal signalisierten Vorkommen von Anthrazit beziehungsweise Graphit. Der weitere Ausbau dieser Studien und ihre eingehende Verarbeitung bildet einen Bestandteil der vorliegenden Arbeit.

2. Seit 1915 hat Prof. *A. Buxtorf* Gelegenheit, eingehende Untersuchung zu machen auf der Ostseite des Visper- und Saastales im Gebiet des Zuleitungsstollens Balen-Riedji des Kraftwerkes Ackersand des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. Bei dieser Gelegenheit entdeckte Prof. *A. Buxtorf* die Carbonvorkommen der Gsponfluh, des Riedbaches und von Brunnen Gesteren. Sowohl vom Sackungsgebiet von Staldenried als auch vom Schuttrevier des Riedbaches hat Prof. *A. Buxtorf* geologische Detailkarten in grossem Massstabe entworfen. Ab 1919 konnte ich mich als Assistent an diesen geologischen Studien beteiligen und sämtliche Resultate in der vorliegenden Arbeit benützen und weiter verarbeiten. Der Direktion des Elektrizitätswerkes Lonza A.-G. und Herrn Prof. *A. Buxtorf* bin ich dafür zu grossem Dank verpflichtet.

Im Sommer 1918 begann ich mit den Aufnahmen im Felde und beendigte sie im Sommer des folgenden Jahres. Das gesammelte Material wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel bearbeitet.

An dieser Stelle danke ich meinen Lehrern, den Herren Prof. *C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, sowie Prof. *A. Buxtorf* für ihre Hilfe, die sie mir im Felde und im Laboratorium im Laufe meiner Untersuchungen gewährten.

¹⁾ Vgl. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges (S. 224—25, S. 197—98). Kümmerly & Frei. Bern 1919.

II. Geologische Übersicht.

Am Aufbau der Region des Vispertals beteiligen sich Elemente der drei folgenden tektonischen Einheiten:

- A. die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken;
- B. die Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke;
- C. die kristallinen Schiefer und das Carbon der Bernharddecke.

A. Die Bündnerschiefer im Liegenden der penninischen Decken umfassen den südlichen Teil der grossen Zone mesozoischer Sedimente, welche vom Bedrettotäl über den Nufenenpass durchs Binnental ins Rhonetal hinüberstreicht. Diese Zone entspricht der *Bedrettomulde* von C. Schmidt (Lit. 17, S. 491). Nach E. Argand (Lit. 27, S. 5) gehören die Bündnerschiefer des Vispertales zum *Substratum der penninischen Decken*.

In drei gesonderten Zügen erreichen die in *penninischer Facies* ausgebildeten Kalkschiefer von Osten her das Vispertal; sie verschmelzen bei Visp zu einem Zug, der dem südlichen Abhang des Rhonetals weiter gegen Westen folgt. Die drei Kalkschieferzüge werden als mehr oder weniger weit in die Tiefe tauchende *Mulden* gedeutet, die durch zwei dazwischen aufstehende *Gneisantiklinalen* getrennt sind.

1. Der Hauptstamm der drei Züge, bestehend aus *Kalkphylliten* mit Einlagerungen von braunen, quarzigen Schiefern, aber ohne Linsen von *Ophioliten*, folgt in ostwestlicher Richtung dem Rhonetal von Brig zum Glisorn, durch das untere Gamseki zum Nordabhang des Gebidems und erreicht zwischen Visp und dem Staldbach die Visp. Vereinigt mit den beiden andern Zügen, folgt dieser Hauptstamm dem Rhonetal weiter gegen Westen.

2. Der zweite Kalkschieferzug, die *Gantermulde* nach C. Schmidt (Lit. 17, S. 491), wird durch die Gantergneisantiklinale vom Hauptstamm getrennt. Die Gantermulde besteht ebenfalls aus *Kalkphylliten*, die jedoch öfters Einlagerungen von *Ophioliten* zeigen. Die Mulde streicht in nordwestlicher Richtung aus dem Gamsertal hinauf zum Gebidemsee nördlich der Ferche, wendet hier gegen Westen und nimmt bei Visperterminen von neuem die Direktion gegen Nordwesten, um sich im Mittellauf des Staldbachs mit dem Hauptstamm zu vereinigen.

3. Der südlichste, dritte Kalkschieferzug, die *Magenhornmulde* C. Schmidts (Lit. 17, S. 491), ist auf der Ostseite des Vispertals durch die Gneisantiklinalen von Visperterminen und Unter Stalden, auf der Westseite durch die grosse Ophiolitmasse unterhalb Zeneggen von der Gantermulde getrennt. Die Magenhornmulde setzt sich aus *Kalkphylliten* zusammen, die am Rande gegen die Gneise aus grauen, dichten, zum Teil marmorartigen Kalken bestehen. In diese Kalke lagert sich an der nördlichen Peripherie eine kontinuierliche Kette von *Grünschieferlinsen* ein; während sich im Süden an der Grenze gegen die Bernharddecke nur ein schmales Grünschieferlager findet. Die Magenhornmulde lässt sich vom Magenhorn, westlich des Simplonpasses, verfolgen gegen Westen ins Gamseki und von da hinauf zur Ferche. Von hier verläuft sie nach Südwesten gegen Ober Arbegge und weiter in westlicher Richtung nach Riedji. In einem scharfen Knick wendet sich die Magenhornmulde hier gegen Nordnordwesten und überquert, beträchtlich verbreitert, zwischen Ackersand und Barmühle die Visp; die Kalkschiefer der Mulde bilden die Terrasse von Im Aesch-Zeneggen und vereinigen sich nördlich Zen Stadlen mit dem Hauptstamme.

B. Zu den Orthogneisen der Monte Leone-Ofenhorndecke gehört in der Region des Vispertals der Gneiskopf des Gebidems, der das sichtbare westliche Ende der Gantergneisantiklinale C. Schmidts (Lit. 17, S. 491) darstellt. Das Gebidem wird durch den Hauptstamm der Bündnerschieferzone und durch die Gantermulde begrenzt, wobei sich zwischen die mesozoischen Sedimente und die Orthogneise fast durchwegs *triassische Gesteine* einschalten.

C. Zur *Bernharddecke* gehören im Vispertal die beiden durch die Magenhornmulde getrennten *Antiklinalen* von *Visperterminen*, *Unter Stalden* einerseits und die *Zone Gspon-Törbel* anderseits. Die kristallinen Schiefer der gesamten Bernhardzone nannte H. Gerlach (Lit. 2, S. 86) *Casannaschiefer*; in der Region des Simplons werden sie von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 34) lokal als *Berisalgneise* bezeichnet.

1. Die *Antiklinale von Visperterminen* nennt E. Argand (lit. 27, S. 4) «*Löffel*» oder «*digitation*»; sie wird durch die Ganter- und die Magenhornmulde begrenzt. Die Antiklinale streicht als 3—400 m breites Band aus dem Gamseki zur Ferche hinauf; verbreitet sich westlich Abschlacht beträchtlich und erreicht zwischen Salenboden und Visperterminen die grösste Ausdehnung in nordsüdlicher Richtung. Sie verschmälert sich nun rasch, wendet sich gegen Norden und überquert als schmaler Zug unterhalb Bitzenen den Riedbach; nach einer neuen Richtungsänderung findet die Antiklinale oberhalb des Weges Hinter Stalden-Visperterminen ihren Abschluss.

2. Die *Antiklinale von Unter Stalden* ist schon auf der ersten Karte Gerlachs (Lit. 1) angedeutet; während sie auf Blatt XVIII der schweizerischen geologischen Karte sowie auf der Simplonkarte nicht zur Darstellung gelangt. Die nördliche Grenze der Antiklinale fällt ungefähr mit dem Rande des steilen Abhangs des Staldbachtales bis auf 1100 m Höhe zusammen, von wo die Südgrenze gegen die Kirche von Unter Stalden verläuft und dann anscheinend längs einer Querstörung abrupt um zirka 200 m gegen Süden springt; in ostwestlicher Richtung erreicht sie die Visp gegenüber der Hohen Fluh. Die westliche Grenze dieses dreieckförmigen Gneiskomplexes verläuft östlich des Talwegs Visp-Neue Brücke.

3. Die Gneiszone Gspon-Törbel umfasst das Gebiet südlich und westlich der Magenhornmulde; die Nordgrenze ist zwischen dem Gamsertal und Vispertal Ost-West gerichtet. Vom Ackersand an der Visp wendet sie sich westlich der Visp gegen Norden und verläuft durch den Äschengraben gegen Zeneggen. Dieses plötzliche Vorprellen der Zone, sowie das Untertauchen der Antiklinalen des Gebieds von Visperterminen und Unter Stalden sind eine Folge des starken *Axialgefälles des ganzen Faltensystems*.

Die kristallinen Schiefer der Bernhardzone sind ausgesprochene Paragesteine. Schieferige Sericit-albitgneise herrschen vor. Einlagerungen von Hornblendeschiefern werden gelegentlich angetroffen. Besonders bemerkenswert sind aber graphit- und anthrazithaltige Schiefer, zum Teil Graphitgneise, die namentlich an der Grenze gegen die Bündnerschiefer in kontinuierlichen Zügen auftreten, aber auch im Innern der kristallinen Schiefer Einlagerungen bilden. Diese kohligen Schiefer sind zuerst westlich des Simplonhospizes von C. Schmidt und H. Preiswerk beobachtet und als das östlichste Auftreten des Carbons im Wallis gedeutet worden. Ihre weitere Verbreitung im Umkreis des Vispertales konnte von mir konstatiert werden.

Im Süden werden die kristallinen Schiefer der Bernharddecke durch die Zone der mesozoischen Sedimente Zinal-Zermatt-Saasgrund begrenzt. Vom Vispertal aus können die leuchtenden, weissen Kalkwände des Barrhorns erkannt werden, die zu dieser Zone im Liegenden der Dent Blanche-Decke gehören.

III. Geologische und petrographische Beschreibung.

Die Gesteine der drei beschriebenen tektonischen Einheiten sollen im folgenden nach Beschaffenheit und Verbreitung beschrieben werden. Die prätriassischen kristallinen Schiefergesteine sind einerseits die *Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke*, die ihre Verbreitung im Gebidem finden, anderseits die ganze Gruppe der «*Casannaschiefer der Bernharddecke*, die hauptsächlich aus Sericit-albitschiefern, ferner aus graphit- und anthrazitführenden Schiefern sowie aus Einlagerungen von Hornblendeschiefern bestehen. Die *mesozoischen Gesteine* sind 1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias, 2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer und 3. ophiolitische Gesteine: Grünschiefer, Serpentine mit Asbest, Ofensteine und Talkschiefer.

A. Orthogneise der Monte Leone-Ofenhorndecke.

(Gebidemgneis.)

Die zwischen Gamseki und Vispertal sich erhebende, massige, 2328 m hohe *Bergkuppe des Gebidems* besteht aus einer einheitlichen Gneismasse. Sie wird rings umgeben von Dolomit, Gips und Rauhwacke, die sich an der Peripherie der Antiklinale in geschlossenem Zuge von Mittlenhaus im Gamseki hinauf nach Menschi und weiter über Aaregggen, Muggi zur Ferche und wieder hinunter ins Gamsertal nach Niedersten verfolgen lassen. Während sich diese triassischen Sedimente im allgemeinen zwischen Gneise und die Bündnerschiefer einschalten, wird der Dolomitzug, welcher von Mittlenhaus nach Menschi als Liegendes des Gebidemgneises hinaufzieht, seinerseits von einer schmalen Gneis-lamelle unterteuft. Da die Untersuchung der beiden Gneise die nahezu vollständige petrographische Übereinstimmung ergeben hat, deute ich diesen schmalen Gneiszug im Sinne *E. Argands* als «encapuchonnement». In der triassischen Hülle des Gebidems fehlen Apophysen von Orthogneis vollständig, wie auch die Erscheinungen eines Kontakthofes. Für die von *A. Rothpletz* (Lit. 35) von neuem aufgegriffene Hypothese einer posttriassischen Intrusion, die päter auch noch von *M. Gonsalves* (Lit. 41, S. 515) unterstützt wurde, finden sich keinerlei Anzeichen.

Der Gantergneis ist aufgeschlossen in der Felswand nördlich Hanschalp und bei der Lokalität Muggi; hier am Ausgang des «Gebidemtunnels» (ein zirka 3 km langer Stollen, der im Sommer das Wasser der Gamsa aus dem Gamseki in die Bewässerungskanäle von Visperterminen leitet) können im Aushub frische Handstücke gewonnen werden.

Das Gestein erscheint graugrün mit zahlreichen kleinen, weissen oder rosafarbenen Flecken, hervorgerufen durch Feldspateinsprenglinge, die dem deutlich geschieferten, zum Teil druckgerieften Gneis eine lentikuläre Textur verleihen. Neben diesen eckigen Einsprenglingen bildet der Feldspat, vergesellschaftet mit Quarz, auch ganz flache abgeplattete Linsen, so dass eine Art Lagen- oder Bändergneis entsteht.

Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Albit, Quarz und Biotit, untergeordnet Kalifeldspat.

Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen Calcit, Hornblende, Rutil, Apatit und Magnetit.

Albit und Quarz bilden ein fein- bis mittelkörniges, granoblastisches Grundgewebe, das durch den schuppig entwickelten Biotit zum Teil einen lepidoblastischen Charakter annimmt. Ganz vereinzelt treten grosse Kalifeldspatindividuen als Porphyroblasten auf. Das vollständige Fehlen von Streckungshöfen deutet auf eine blastoporphyrische Struktur. Die Textur ist undeutlich kristallisationsschief, zum Teil lentikular.

Der Albit bildet mit dem Quarz den Hauptbestandteil des Grundgewebes; er ist im allgemeinen arm an Einschlüssen, nur einige grössere, porphyroblastenähnliche Individuen sind reich an Quarz, Biotit und Rutil. Der Albit wurde bestimmt mit Hilfe der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke*; sie ergab

$$\left. \begin{array}{l} + \text{ Stellung } \varepsilon > \gamma'; \omega > \alpha' \\ || \text{ Stellung } \omega > \gamma; \varepsilon > \alpha' \end{array} \right\} 0-16 \% \text{ An.}$$

Der Quarz tritt in meist zahnstruierten, undulös auslöschenden Körnern im Grundgewebe mit Albit auf. Er ist fast vollständig frei von Einschlüssen.

Der Biotit durchsetzt in feinen Schüppchen, die der Schieferungsebene oft parallel gelagert sind, das Gestein. Er zeigt einen starken Pleochroismus nach folgendem Schema:

$$\begin{array}{ccc} c & = & b & > & a \\ \text{dunkel olivgrün} & & & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Sein Axenwinkel ist klein (zirka 10°); der optische Charakter positiv. Dieser olivgrüne Biotit bleicht oft vollständig aus; wie sich an allmählichen Übergängen vom stark pleochroitischen Biotit zum vollständig farblosen *Glimmer* konstatieren lässt, dessen Axenwinkel, wie auch die übrige optische Orientierung derjenigen des farbigen Biotits entspricht. Quantitativ kommt der ausgebleichte Biotit dem farbigen gleich oder überwiegt ihn sogar um ein geringes.

Der *Kalifeldspat* ist durch sein Auftreten in Form von unregelmässig begrenzten Porphyroblasten charakterisiert. Er wurde durch seine niedrigere Lichtbrechung als diejenige des Albits sowie durch den optisch negativen Charakter einwandfrei nachgewiesen. Auffallend ist eine starke Bestäubung, anscheinend durch Rutilmikrolithe hervorgerufen; als weitere Einschlüsse treten auf Spaltrissen *Calcit* und eine *tremolitische Hornblende* auf, in langen, feinen Nadelchen. Eine deutliche *Mikroklingitterlamellierung* des Kalifeldspates ist nicht zu erkennen; sie scheint nur in der verschwommenen, submikroskopischen Ausbildung vorhanden zu sein, die sich durch die wogende Auslöschung verrät. Die Spuren der *Kataklase* sind besonders deutlich an den eingeschlossenen Calciten wahrzunehmen, die oft deutlich verbogen oder gebrochen sind. Auch Andeutungen von Mörtelkränzen an der Peripherie der Porphyroblasten sind in diesem Zusammenhang bemerkenswert. Von den *Neben- und Übergemengteilen* verdienen die prächtigen, nur mikroskopisch sichtbaren Magnetitoktaederchen erwähnt zu werden.

Der vorliegende Gneis ist jedenfalls ein *Orthogestein*; neben dem zahlreichen Vorkommen des primären Biotits spricht das Auftreten des *Kalifeldspats* dafür, der als Reliktfeldspat aufzufassen ist. Ob es sich bei diesem Gneis um einen rekristallisierten, zertrümmerten *Porphy* handelt, ist nicht sicher zu eruieren, da die Spuren der Kataklase in der Grundmasse fast vollständig verschwunden sind.

Makroskopisch nicht vom Gebidemgneise zu unterscheiden ist derjenige der Gneislamelle, welche sich im Gamseki zwischen die randliche Trias des Gebidems und die Kalkschiefer des Hauptstamms schaltet.

Ein Handstück von Menschi zeigt im Dünnschliff folgendes Bild:

Die *Struktur* kann ebenfalls als *blastoporphyrisch* bezeichnet werden; allerdings sind hier die Anzeichen für ein *ursprünglich porphyroblastisches* Gestein bedeutend stärker. Die Spuren der Kataklase können nicht nur in den typischen *Mörtelkränzen* um die *Kalifeldspateinsprenglinge* erkannt werden, sondern auch in einzelnen Quarzlinsen des Grundgewebes, deren kräftig undulös auslöschende Individuen durch Rekristallisation aus den Trümmern eines einzigen Quarzindividuums hervorgegangen sind. Das Grundgewebe ist im allgemeinen *granoblastisch*; für gewisse Teile bedingt die Entwicklung des Glimmers allerdings eine deutliche *lepidoblastische* Struktur.

Die *Textur* ist undeutlich kristallisationsschiefrig. Der *Mineralbestand* gibt sich in folgenden *Hauptgemengteilen* kund: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit* und untergeordnet *Kalifeldspat*. Als *Nebengemengteile* treten auf: *Apatit*, *Epidot* und *Rutil*.

Der *Feldspat* tritt als *Kalifeldspat* nur in vereinzelter, einsprenglingartigen Individuen auf, die häufig mit einem ausgeprägten *Mörtelkranz* umgeben sind. *Undulöse Auslöschung* und die typische *Mikroklingitterstruktur* sind als Wirkungen des Stresses durchwegs zu beobachten. Im *Grundgewebe* konnte der Feldspat nicht einwandfrei bestimmt werden, es dürfte sich sehr wahrscheinlich um *Albit* handeln. Der *Quarz* kommt in Form kleiner Xenoblasten im ganzen Grundgewebe verteilt vor; daneben findet er sich in den erwähnten Linsen, die neben dem Kalifeldspat eine Art Augen darstellen. Ganz untergeordnet erscheint ein *dunkel olivgrüner Biotit*, dessen Absorptionsschema demjenigen des Gebidemgneises entspricht. Obwohl hier das Ausbleichen des Biotits nicht direkt beobachtet werden kann, so halte ich den *sericitisierten, farblosen Glimmer* ebenfalls für ausgebleichten Biotit, dafür spricht jedenfalls auch der kleine Axenwinkel. Der farblose Glimmer umflasert die Quarz- und Feldspatäugen und stellt den hauptsächlichsten Träger der Schieferigkeit dar.

Die weitgehende Übereinstimmung dieses Gneises von Menschi mit dem Gebidemgneis ist evident. Der Menschigneis ist etwas weniger dynamometamorph verändert, so dass der ursprüngliche *Quarzporphy* noch besser erkannt werden kann.

B. Casannaschiefer der Bernharddecke.

1. Sericitalbitschiefer.

Das vorherrschende Gestein der beschriebenen zwei Zonen der Bernharddecke im Vispertal sind *Sericitalbitschiefer*, die sich in petrographischer Beziehung durch eine überraschende Gleichförmigkeit sowohl des Mineralbestandes als auch der Struktur und Textur charakterisieren. Diese Paragesteine

gehören nach der Systematik von U. Grubenmann ¹⁾ in ihrer Gesamtheit zur Ordnung der tonerreicheren Sericit-albitgneise. Ein abweichender Typus findet sich nur in der Teilantiklinale von Unter Stalden, in welcher eine ganz untergeordnete Masse von Epidot-Albitgneisen erscheint.

Die Farbe der Sericit-albitschiefer ist vorwiegend grünlichgrau für die phyllitischen Varietäten, während die quarz- und feldspatreicheren, gneisigen Typen hell- bis dunkelgrau erscheinen. Bei Zunahme des Graphit- beziehungsweise Anthrazitgehaltes in denselben entwickeln sich Typen, die als graphit- und anthrazitführende Schiefer im folgenden Abschnitt besprochen werden. Die feinschiefrigen Gesteine zeigen eine ziemlich regelmässige Paralleltexur, die durch grüne Glimmerchloritlagen hervorgerufen wird, welche dem Hauptbruch den typisch sericitischen Seidenglanz verleihen. Oft ist ihnen auch eine deutliche Bänderung eigen, indem die erwähnten grünen, glimmerigen Lagen mit helleren, weissen Quarz-Feldspatlagen alternieren, das Überwiegen der letzteren bedingt die gneisartigen Typen. In der Regel sind diese beiden Lagenarten keineswegs scharf gegeneinander abgegrenzt, vielmehr sowohl durch ineinander Auskeilen als auch durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft. Der letztere Fall ist relativ selten, er führt in seiner extremen Entwicklung zu einem nahezu massigen, körneligen Gestein, wie es nur in einigen Handstücken aus dem Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Beilage I) bekanntgeworden ist. Die feine Körnelung des Hauptbruchs wird durch kleine Knöllchen, im Mittel 1—2 mm Durchmesser zeigend, hervorgerufen. Wie das Mikroskop lehrt, bilden Aggregate von Albit diese Knötchen. Das auffallendste Merkmal aller dieser Gesteine besteht in der überall auftretenden feinen Fältelung, eine Art Druckriefung, die sich aber nirgends so stark ausprägt, dass der Hauptbruch im grossen ganzen nicht als ebenflächig bezeichnet werden könnte. Stärkere Fältelung, wie sie für gequälte Gesteine typisch ist, findet sich nur selten und zwar in den ausgesprochenen schiefrigen Gesteinen.

Makroskopisch erkennt man vor allem Glimmer und Chlorit, welche die grünlich seidenglänzenden Häute bilden. Quarz, und mit Hilfe der Spaltflächen, Albit kann gleichfalls mit blossen Auge erkannt werden; von den Erzen erreicht der Pyrit oft grössere Dimensionen, während der fast durchgehend auftretende Magnetit meistens nur im Dünnschliff nachzuweisen ist.

Besonders deutlich gibt sich die Gleichförmigkeit der Casannaschiefer im mikroskopischen Bild zu erkennen.

Die Struktur ist vorwiegend homöoblastisch, sie wird gelegentlich auch schwach porphyroblastisch, indem einzelne Feldspat- oder Quarzindividuen die durchschnittliche Grössenordnung dieser Mineralien beträchtlich überschreiten, so dass kleine Porphyroblasten entstehen, die aber kaum die Grenze der makroskopischen Sichtbarkeit erreichen.

Der herrschende Typus ist die feinkörnig granoblastische-lepidoblastische Struktur, je nachdem man mehr die Quarz-Feldspatpartien oder die Chlorit-Glimmerlagen des Gesteinsgewebes ins Auge fasst. Der granoblastische Teil zeigt oft eine deutliche Siebstruktur der einzelnen Albitxenoblasten, die von zahlreichen Einschlüssen aus Sericit, Chlorit, Graphitit, weniger häufig auch von Quarz durchschwärmt werden, meist kreuz und quer ohne erkennbare Anordnung, seltener nach der Schieferung geordnet. Auch klastische Reliktstruktur, besonders blastopsammitische Strukturen erscheinen in einzelnen Partien.

Die Textur ist im allgemeinen feinschiefrig, die hauptsächlichen Träger der Schieferigkeit sind Chlorit und Glimmermineralien, die in zusammenhängenden Zügen den Schliff durchsetzen. Die erwähnte, makroskopisch sichtbare «Druckriefung» kommt unter dem Mikroskop nur undeutlich zum Ausdruck. Die blätterigen Komponenten zeigen fast durchgehend eine feinschuppige Ausbildung; in den höheren Teilen der Decke werden sie oft auch bedeutend grösser. Hin und wieder kann auch ein mikroskopisch feines lentikulares Gefüge auftreten. Die Kristallisationsschieferung wird angedeutet durch die Orientierung des Sericits und der Chloritmineralien, während für Albit und Quarz eine solche kaum beobachtet wird.

Der Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteile: Quarz, Albit, Chlorit, muskovitischer Glimmer.

¹⁾ U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. II. Auflage, Bornträger, Berlin 1910.

Neben- und Übergengenteile: Titanit, Leukoxen, Apatit, Magnetit, Limonit, Pistazit, Klinozoisit, Carbonat, Biotit, Zirkon, Graphit, Turmalin.

Die Hauptkomponenten treten gemeinsam in sämtlichen Casannaschiefern auf, ihr gegenseitiges Mengenverhältnis unterliegt aber oft bedeutenden Schwankungen. Von den angegebenen Neben- und Übergengenteilen fanden sich in keinem Schliff sämtliche vereinigt.

Der *Albit* ist der einzige Feldspat, der in den Casannaschiefern angetroffen wird. Selbst als Relikte liessen sich keine andern nachweisen. Sämtliche Bestimmungen der Auslöschungsschiefen wurden an Schnitten senkrecht zu den Bisektrizes ausgeführt. Wenn immer möglich, d. h. sobald die Auslöschungsschiefe gegen (010) bestimmt werden konnte, fanden Schnitte vertikal auf α stehend Verwendung. Sie sind nach *Becke*¹⁾ weniger empfindlich gegen Orientierungsfehler als solche, die senkrecht auf c stehen. Hier werden nur solche benutzt, die genau der Vertikalstellung von c entsprachen. Der Durchschnitt aus sämtlichen Messungen senkrecht c ergab eine Auslöschungsschiefe von $15,1^\circ$ α : (010), der entsprechende Wert für Schnitte senkrecht α ergab einen Auslöschungswinkel von $21,4^\circ$ gegen die Spaltrisse von (001). Diese beiden Auslöschungsschiefen entsprechen einem Anorthitgehalt von 4,5 % und 3 % nach *Wright*²⁾. Da die Feststellung des Vorzeichens der Auslöschung bei diesen Feldspatbestimmungen kaum möglich war, wurde die Bestimmung der Lichtbrechung nach der Methode von *Becke* (l. c., S. 6) angewandt. Sie führte bei sämtlichen Beobachtungen zu folgendem Resultat:

$$\begin{aligned} \text{Kreuzstellung: } \omega > \gamma'; \epsilon > \alpha', \\ \text{Parallelstellung: } \omega > \alpha'; \epsilon > \gamma'. \end{aligned}$$

Das entspricht einem Albit von 0—16 % An (*Becke* l. c., S. 6) und bestätigt also die Richtigkeit der zuerst erwähnten Bestimmungen.

Der *Albit* bildet meistens ein inniges Gemenge mit Quarz, aus dem oft einzelne Albite durch ihre Grösse hervortreten. Die Individuen dieser Gemenge greifen buchtig ineinander. Spuren der Kataklase sind relativ selten, nur in den tieferen Zonen der Decke sind Andeutungen von Mörtelkränzen zu beobachten; auch die undulöse Auslöschung tritt nicht häufig auf. Der Albit ist immer von zahlreichen Einschlüssen erfüllt, wie schon in der Beschreibung des Strukturbildes hervorgehoben wurde. Diese Einschlüsse durchziehen die einzelnen Albitxenoblasten in parallelen Zügen, die mit der Schieferungsfläche des Gesteins nicht übereinstimmen und deren Richtung auch in jedem einzelnen Individuum wechselt. Nirgends verraten diese Züge einen Fältelungszustand, der als helicitische Struktur im Sinne *Weinschenks* aufgefasst werden könnte. Fast jeder Schliff weist neben den einschlussreichen Albiten auch solche auf, die vollständig wasserklar sind und nur durch Untersuchung im konvergenten Licht von Quarz unterschieden werden können. Die Unterscheidung wird noch erschwert durch das Zurücktreten der Spaltrissen und Zwillingsbildung. Am häufigsten kommt es zur Ausbildung von einfachen Zweihältern nach dem Albitgesetz, polysynthetische Albite sind weniger häufig; wo sie auftreten, konnten öfters gebogene oder gebrochene Lamellen beobachtet werden. Karlsbader- oder Periklinzwillinge scheint der Albit dieser Gneise nicht zu bilden.

Der *Quarz* erscheint in kleinen Körnern, die ebenfalls ineinandergreifen, oder auch häufig in unregelmässig eckig verkeilten Individuen. Er löscht meist undulös aus und zeigt dabei oft auch Felderteilung. Im Gegensatz zum Albit ist der Quarz sozusagen einschlussfrei. Neben Typen, in welchen er ziemlich regelmässig mit Albit gemischt auftritt, das granoblastische Gefüge bedingend, können auch solche beobachtet werden, in denen er linsen- oder nesterförmig das Gesteinsgewebe parallel der Schieferungsebene durchsetzt. Die einzelnen Individuen dieser Linsen zeigen typische Zahnstruktur, sie ist wahrscheinlich durch Rekristallisation entstanden, welche an den kleinen Xenoblasten einsetzte, die durch Kataklase aus einem grösseren Individuum hervorgegangen waren. Ich halte dementsprechend die einzelnen Linsen und Nester für die Relikte von ehemaligen grösseren Quarzkörnern. Das Mengenverhältnis zwischen Albit und Quarz ist schwankend; in den Casannaschiefern an der Basis der Decke

¹⁾ *F. Becke*. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Bd. LXXV der Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien 1903.

²⁾ *F. E. Wright*. American Journal of Science. Vol. XXXVI, November 1913.

überwiegt der Feldspat unzweifelhaft, während er in den höheren Teilen gegenüber dem Quarz stark zurücktritt.

Von *Chloritmineralien* konnten in den Casannaschiefern sowohl *Pennin* als auch *Klinochlor* nachgewiesen werden.

Der *Pennin* zeigt schwachen Pleochroismus

b und a = grünlich
c = gelblich-grün.

Der optische Charakter ist negativ, auffallend ist die abnorme blaue Interferenzfarbe, die im Verein mit dem optischen Charakter das hauptsächlichste Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem *Klinochlor* ergibt. Der Chlorit der Casannaschiefer scheint in der Hauptsache in Form des *Pennins* aufzutreten.

Klinochlor zeigt den gleichen Pleochroismus wie *Pennin*, nur sind die Farben etwas dunkler. Eine Auslöschungsschiefe konnte meist festgestellt werden; dagegen fehlt die für *Pennin* typische blaue Interferenzfarbe durchwegs.

Der Chlorit bildet gemeinsam mit farblosem Glimmer parallele, oft flaserig-gewellte Züge, in denen sich die durch basale Spaltrisse begrenzten Schüppchen mit ihrer Längsrichtung meist in die Schieferungsebene einstellen; es finden sich aber auch in der Schieferungsrichtung breit ausgezogene Pakete, die sich aus einzelnen quergestellten Blättchen aufbauen.

Der *Glimmer* erscheint in den Casannaschiefern in drei Formen:

- a) ein *phengitischer Glimmer*, dessen Axenwinkel zwischen 40° — 50° schwankt. Er ist farblos und zeigt keinerlei Pleochroismus, von allen andern Glimmern tritt er in den Gneisen dieser Region weitaus am häufigsten auf.
- b) *Muscovit* von a) durch den bedeutend grösseren Axenwinkel unterschieden. Sowohl der phengitische Glimmer wie auch der eigentliche *Muscovit* treten in *sericitischer Form* auf. Der *Sericit* bildet mit dem Chlorit zusammen den Hauptträger der Schieferigkeit. Die Glimmer zeigen als Folge der Kataklyse starke Verbiegungen, die bis zur Zerreissung führen können;
- c) *Biotit* tritt ausserordentlich selten auf und stets nur als ein wesentlicher Gemengteil in kleinen Fetzen; die gelbe und braune pleochroitische Farbe zeigen. Die meist zu konstatierende niedrige Doppelbrechung weist auf die beginnende Chloritisierung hin.

Von den *Neben- und Übergemengteilen* tritt der *Apatit* konstant in sämtlichen Schiefern der Region auf. Meist in Form kleiner, rundlicher Körner; seltener erscheinen grössere, regelmässig begrenzte Individuen. Das Mineral ist immer gleichmässig im ganzen Gestein verteilt, und zwar sowohl als Einschluss im Albit als auch als Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. *Titanit* wird fast ausschliesslich in kleinen Körnern, seltener in grösseren spindelförmigen Individuen beobachtet. Vereinzelt konnte bei letzteren der kleine Axenwinkel im Verein mit der starken Axendispersion $\rho > v$ und dem optisch positiven Charakter konstatiert werden. Der *Magnetit* kommt in kleinen Oktaederchen in fast allen Schliffen vor; er reichert sich partiell stark an, so dass Typen mit zahllos makroskopisch gut sichtbaren Magnetitoktaederchen entstehen. Solche *Magnetitschiefer* finden sich an mehreren Orten am Südrande der Antiklinale von Visperterminen. Das *Carbonat* tritt hin und wieder als *Dolomit* auf, wie die Hindensche Reaktion lehrt, meistens aber als *Calcit*, der durchgehend in allen Schiefern angetroffen wird. Der *Calcit* zeigt keinerlei kristallographische Begrenzung, oft häufen sich die unregelmässigen Fetzen des Minerals parallel der Schieferungsebene. Im allgemeinen dürfte es sich um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln; nur ganz vereinzelt wurde das Karbonat als Infiltrationsprodukt angetroffen. Ein sehr häufiger Übergemengteil ist *Graphit*, der in einzelnen Typen an Quantität erheblich zunehmen kann (vgl. den folgenden Abschnitt).

Von den übrigen Nebengemengteilen sei noch *Turmalin* erwähnt; er tritt nur in ganz untergeordneten Mengen in den Schiefern der Bernharddecke auf. Meistens erscheint das Mineral in prismatisch begrenzten Individuen, die folgenden Pleochroismus zeigen:

E = gelbgrün,
O = olivgrün.

Für die *sedimentogene* Natur dieser *Sericitalbitschiefer* spricht der hohe Tonerdegehalt, der sich durch den grossen Glimmergehalt zu erkennen gibt, dafür sprechen auch die Andeutungen von Reliktstrukturen, wie sie S. 87 beschrieben werden. Ich halte die vorliegenden Gesteine für *Derivate* von *sandigen Tonschiefern*.

In der Gneiszone von Unter und Ober Stalden treten *Epidot-Albitgneise* auf, die durch allmähliche Übergänge mit den beschriebenen Typen der Casannaschiefer verbunden sind, von denen sie sich strukturell und textuell kaum unterscheiden. Ihr Mineralbestand ist der folgende:

Hauptgemengteile: Albit, Quarz, Pistazit, Calcit, Chlorit und Glimmer, als Neben- und Übergemengteile erscheinen: Titanit, Leukoxen, Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Apatit und Rutil.

Albit und *Quarz* bieten unter dem Mikroskop dieselben Bilder wie beim erst erwähnten Typus der Casannaschiefer. Allerdings zeigt ihr gegenseitiges Mengenverhältnis durchgehend ein starkes Überwiegen des Albits. Auffallend ist beim Quarz, dass er häufig parallel der Schieferungsebene gestreckt erscheint, wobei sich eine übereinstimmende optische Orientierung, *c* steht senkrecht zur Richtung der Schieferung, geltend macht.

Als Vertreter der *Epidotmineralien* tritt *Pistazit* in Form von Körnern und grösseren Aggregaten auf. Zonare Umwachsungen von *Klinozoisit* fehlen, dagegen erscheinen fleckartig Partien mit niedriger Doppelbrechung, die als *Klinozoisit* gedeutet werden. Der *Chlorit* ist optisch positiv, schiefe Auslöschung kann nirgends beobachtet werden, so dass trotz Fehlens anormaler lavendelblauer Interferenzfarben auf *Pennin* geschlossen wird.

Der *Glimmer* erscheint am häufigsten in farbloser Form, mit einem Axenwinkel der zirka 40° beträgt. Er bildet nicht die üblichen Fläsern, sondern kleine, zerfetzte Tafeln, deren Längsrichtung meist quer zur Schieferungsrichtung liegt. Es dürfte sich um ein Ausbleichungsprodukt (*Rosenbusch*¹⁾, S. 259) von *Biotit* handeln, der oft als kleiner Rest im Innern der farblosen Tafel angetroffen wird. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} a &= \text{farblos} \\ b \text{ und } c &= \text{olivgrün} \end{aligned}$$

Der *Calcit* ist im ganzen Gestein regelmässig verteilt, es dürfte sich auch hier nicht um ein Infiltrationsprodukt, sondern um einen kristalloblastischen Gemengteil handeln. Der starke Calcitgehalt ist ein auffallendes Merkmal dieser Gneise. Von den *Nebengemengteilen* verdient *Rutil* erwähnt zu werden, der in feinen Nadelchen nur in diesem Typ der Casannaschiefer angetroffen wurde. *Magnetit* durchspickt in mikroskopisch kleinen Oktaederchen sehr reichlich das ganze Gestein. *Titanit* tritt meist in Verbindung mit grösseren Aggregaten von Leukoxen auf.

Der hohe Kalkgehalt, der sich im Reichtum an Calcit und Epidot zu erkennen gibt, in Verbindung mit dem Fehlen jeglicher ursprünglicher Massengesteinsstruktur, spricht für die sedimentogene Natur dieses Epidotalbitgneises.

2. Graphit- und anthrazitführende Schiefer.

Die graphit- und anthrazitführenden Schiefer treten als Bestandteile der «Casannaschiefer» in der beschriebenen Zone der Bernharddecke im Vispertal auf. Entsprechend der Zweiteilung der Casannaschiefer in die Region von Visperterminen und Unter Stalden einerseits und das Gebiet von Gspon-Törbel andererseits ergibt sich eine gesonderte Darstellung der zugehörigen graphitführenden Schiefer in geologischer Beziehung, während sich in petrographischer Hinsicht auch hier eine grosse Gleichförmigkeit der Graphitgneise, Graphitquarzite und Phyllite kundgibt.

a) Die graphitführenden Schiefer der Antiklinale von Visperterminen bestehen aus der peripherischen Umhüllung und aus drei isolierten Vorkommen kohligter Schiefer inmitten der Casannaschieferzone von Visperterminen. Ferner zähle ich die graphitischen Schiefer am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden hierher.

¹⁾ H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, II-1 und II-2, 4. Aufl. E. Schweizerbart. 1905.

a) Die peripherische Zone der kohligen Schiefer lässt sich von der Ferche über Abschlacht nach dem Breiterbachzufluss nördlich Ober Arbegge verfolgen. Sie streicht hinüber nach dem südlichen Breiterbachzufluss, wo sie auf kurze Strecke von Marmor überlagert wird, folgt dann dem Breiterbach bis unterhalb der Talkmine und wendet sich in scharfem Knick nach Norden; sie kann bis an den Riedbach verfolgt werden. Im Durchschnitt sind die Graphitschiefer dieser Zone $\frac{1}{2}$ m mächtig.

Ein gutes Profil ist am Weg zwischen Moorackern und Studen aufgeschlossen. In lokal überkippter Lagerung folgen mit ziemlich scharfer Grenze unter normalen Sericitallbitgneisen $1\frac{1}{2}$ m Graphitschiefer. Sie sind schwarz und bestehen hauptsächlich aus Quarz mit Feldspat und Graphit; sie gehen in bläuliche Glanzschiefer über, deren Mächtigkeit 6—7 m beträgt.

Fig. 1 zeigt im Profil bei Moorackern die Schichtfolge: Sericitallbitgneise, Graphitschiefer, Glanzschiefer, Sericitquarzschiefer und mesozoische Bündnerschiefer.

Im Riedbach schaltet sich zwischen die graphitführenden Quarzitalbitphyllite und die Sericitallbitschiefer eine schmale Linse von Albitamphibolit ein; sie lässt sich auf dem nördlichen Ufer 300 m

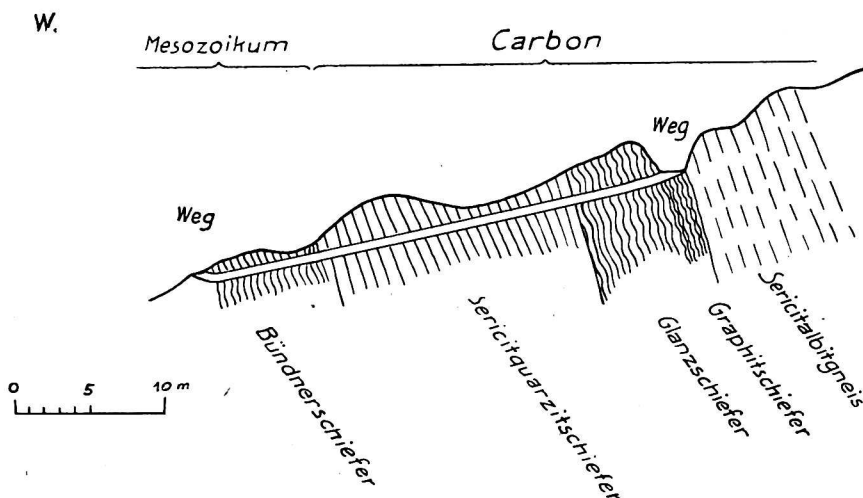


Fig. 1. Profil durch die Graphitschiefer bei Moorackern.

weit verfolgen. Gleichzeitig mit dem Erscheinen dieses Amphibolites treten zwischen die Bündnerschiefer und die kohligen Schiefer triassische Gesteine. Dolomit, nur wenig mächtig und rasch auskeilend auf dem südlichen Ufer; Gips, in unbekannter Mächtigkeit und

Ausdehnung auf dem nördlichen Ufer des Riedbachs. Leider ist hier nirgends ein vollständiges Profil aufgeschlossen, das durch den Amphibolit, die graphitführenden Schiefer und die triassischen Sedimente bis zu den Kalkschiefern führen würde.

An der nördlichen Peripherie der Antiklinale von Visperterminen kann die graphitführende Zone nur an wenigen Stellen beobachtet werden. Spuren der Zone finden sich oberhalb des Weges Unter Stalden-Visperterminen; deutlicher ist sie im Riedbach unterhalb Bitzenen aufgeschlossen; ferner am Weg von Visperterminen zur Ferche, wo in 1600 m Höhe flach südwärts einfallende Bündnerschiefer, von stark gequälten graphitischen Tonschiefern überlagert werden. Das Hangende der graphitischen Schiefer ist nicht direkt aufgeschlossen, nur wenig höher am Weg, durch eine breite Schuttzone getrennt, erscheinen aber Gneise, die saiger stehen oder zum Teil nach Norden einfallen, so dass Zweifel besteht, ob sie wirklich anstehen, es dürfte sich um eine kleine, gesackte Masse handeln.

Im südlichsten Quellfluss des Riedbachs, 1860 m hoch, werden die stark verruscelten Graphitschiefer dieser Zone im Liegenden der Sericitallbitschiefer noch einmal angetroffen. Sie sind anscheinend nur wenige Meter mächtig; genau lässt es sich nicht feststellen, da die liegenden Kalkschiefer nicht aufgeschlossen sind.

3. Innerhalb der Casannaschiefer der Antiklinalen von Visperterminen treffen wir mehrfach graphitische Schiefer. Das bedeutendste Vorkommen findet sich bei Unter Brunnen, wo eine zirka 15 m mächtige Serie intensiv gefalteter quarzitischer Graphitschiefer zutage tritt. Sie zeigen im grossen ganzen südöstliches Einfallen. Neben gewaltigen Quarzlinsen, die oft mehrere Meter lang und 1—2 Meter mächtig werden, sind zahlreiche graphitüberzogene Rutschflächen auffallend. An der Grenze gegen die gneisigen Sericitallbitschiefer erscheinen schwärzliche Graphitgneise.

Ein zweites Vorkommen findet sich am Weg von Visperterminen nach *Gerstern*, unmittelbar unter dieser Lokalität. Der schlechte Aufschluss zeigt feinschiefrige, glimmerreiche Graphitgneise, die anscheinend in die normalen Sericitaltbitschiefer eingelagert sind. Im Streichen lassen sich die schwarzen Gneise — allerdings nirgends anstehend — bis auf 1600 m Höhe verfolgen. Hier an der grossen Wasserleitung, die von Muggi nach Riedji führt, tritt ein reiner, weisser *Triasquarzit* auf, dessen Lagerungsverhältnisse zu den nur als Schutt vorhandenen graphitführenden Gneisen nicht bestimmt werden kann.

Der *dritte Aufschluss* der kohligen Schiefer *innerhalb der Casannaschieferzone von Visperterminen* findet sich ebenfalls an der erwähnten Wasserleitung *oberhalb-Hohbiel*. Er zeigt flach südwestlich einfallende Sericitaltbitgneise, die von feldspathhaltigen, graphitischen Quarzitphylliten überlagert werden. Als Hangendes dieser kohligen Schiefer kann der unterhalb der Wasserleitung anstehende grünliche Sericitquarzitschiefer angesprochen werden, der seinerseits von einem massigen Quarzit, wahrscheinlich triassischen Alters, überlagert wird.

Das Auftreten von Triasquarzit in Verbindung mit den kohligen Schiefern oberhalb Gerstern und bei Hohbiel lassen die Vorkommen dieser graphitführenden Schiefer innerhalb der Casannaschiefer von Visperterminen als mehr oder weniger tief einsteckende Mulden erscheinen, wie dies Beilage II, Profil I, zur Darstellung bringt. Die direkte Verbindung der Vorkommen von Unter Brunnen und Hohbiel folgt aus der allgemeinen Lage der Casannaschiefer an dieser Stelle, während sich die Konstruktion des Luftsattels zwischen Hohbiel und Gerstern auf das Fehlen von Triasquarziten und Bündnerschiefer stützt. Die *Antiklinale von Visperterminen* muss demnach als ein Bündel dreier isoklinaler Falten betrachtet werden.

γ. Die *graphitführenden Schiefer am Rande der Teilantiklinale von Unter Stalden* sind an der *Waldliere über Ober Stalden* aufgeschlossen. Es sind wildgefaltete, vollständig schwarze, graphithaltige Quarzphyllite, die oft grössere Graphitknollen enthalten. Das Hangende bilden Epidotalbitgneise, im Liegenden erscheinen Bündnerschiefer. An der südlichen Peripherie der Antiklinale ist der Kontakt der saiger stehenden, Ost-West streichenden Gneise mit den Kalkschiefern, die ein steiles Einfallen gegen Süden erkennen lassen, im *Steinbruch zwischen Unter und Ober Stalden* aufgeschlossen. Die kohligen Schiefer zwischen Gneisen und Kalkphylliten sind hier nur in einer 1 m mächtigen Schicht graphitführender Kalkschiefer entwickelt; senkrecht zum Schichtstreichen an dieser Stelle, 250 m südlich am *Weg Unter Stalden-Hinter Stalden*, sind dieselben graphitführenden Schiefer anstehend, sie gehen nach dem Liegenden in die normalen graphitischen Quarzphyllite über, die sonst an der Grenze der hier nicht sichtbaren Gneise auftreten. Im Hangenden sind die kohligen Schiefer auch hier von Kalkphylliten und diese von Grünschiefern überlagert; ganz analog dem Vorkommen zwischen Unter und Hinter Stalden. Diese beiden Aufschlüsse lassen einen *nordnordwestlich streichenden Querbruch* vermuten, längs welchem der obere, östliche Teil der Antiklinale von Unter Stalden gegen Norden geschoben wurde.

Ein interessantes Vorkommen kohliger Schiefer, das anscheinend ebenfalls zur Peripherie der Antiklinale von Unter Stalden gehört, findet sich am *Talweg Visp-Neue Brücke* wenig südlich des *Staldbachs*. Die kalkhaltigen, graphitführenden Schiefer in einer Mächtigkeit von zirka 3—4 m lagern hier inmitten unzweifelhaft triassischer Gesteine (vgl. Fig. 2). Der hangende Marmor verschwindet nach oben unter Schuttbedeckung, ohne dass ein Kontakt mit den höher oben am Hang anstehenden Epidotalbitgneisen zu beobachten wäre. Während die graphitführenden Schiefer rasch auskeilen, lässt sich der Quarzitphyllit, nach unten in weissen, massigen Quarzit übergehend, der durch Sericitquarzitschiefer von den Kalkphylliten getrennt ist, bis über den Weg Hohbrunnen-Unter Stalden verfolgen. Die eigentliche Lage dieser graphitischen Schiefer zwischen triassischem Quarzitphyllit und Marmor

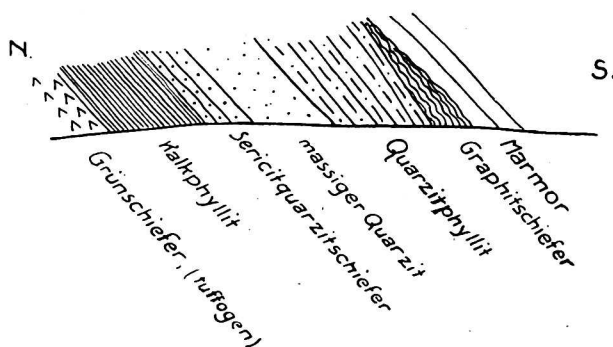


Fig. 2. Profil am Talweg südlich des Staldbaches.

lässt fast mit Sicherheit auf ein *triassisches Alter* der *kohligen Schiefer* selbst schliessen. Im Wallis sind von *M. Lugeon* schon früher triassische Kohlen aus der Umgebung des Dorfes Moreles signalisiert worden (Lit. 43, S. 2).

Für die *Zugehörigkeit* der hier umschriebenen *Zone* von *Unter Stalden* zu derjenigen von *Visperterminen* spricht nicht nur die petrographische Übereinstimmung der die beiden Zonen hauptsächlich aufbauenden Sericitallbitschiefer, sondern auch die graphitführenden Schiefer, welche in Verbindung mit beiden Regionen auftreten. Ich halte die Zone von Unter Stalden für eine von unten auftauchende Antiklinale, eine «*digitation*» der Teilantiklinale von Visperterminen.

b. Die *graphitführenden Schiefer* der *Region Gspon-Törbel* erscheinen in zwei vollständig getrennten Zonen. Die *erste, periphere*, begleitet die Bernharddecke an der Grenze gegen die mesozoischen Schichten; die *zweite, innere Zone*, liegt stratigraphisch tiefer, also tektonisch höher in der Bernharddecke, inmitten der Sericitallbitschiefer.

a. Die *periphere Zone* besteht aus *Graphitgneisen*, *Graphitquarziten* und *graphitischen Tonschiefern*; sie bildet die Grenze zwischen den Kalkschiefern der Magenhornmulde und den Sericitallbitschiefern der Bernharddecke; vom Gamsertal (vgl. Beilage III) lässt sich die Zone über Sädelti, durch den Rohrbachtobel auf das linke Vispufer bei Ackersand und bis hinauf nach Im Aesch verfolgen.

Das vollständigste Profil durch diese Zone wurde beim Bau einer *Umgehung des Rohrbachs* für den erwähnten Zuleitungsstollen des Kraftwerkes «*Ackersand*» erschlossen (vgl. Fig. 3). Prof. *A. Buxtorf* hat dasselbe genau verfolgt und anhand seiner Beobachtungen und der von ihm gesammelten Gesteinsproben lässt sich folgendes aussagen: Eine 27 m mächtige Serie vollständig schwarzer, graphitführender Quarzitphyllite mit Albitgehalt, zum Teil eigentliche Graphitgneise, die durchwegs stark gequält und von zahlreichen mit Graphit überzogenen, spiegelnden Rutschflächen durchsetzt sind,

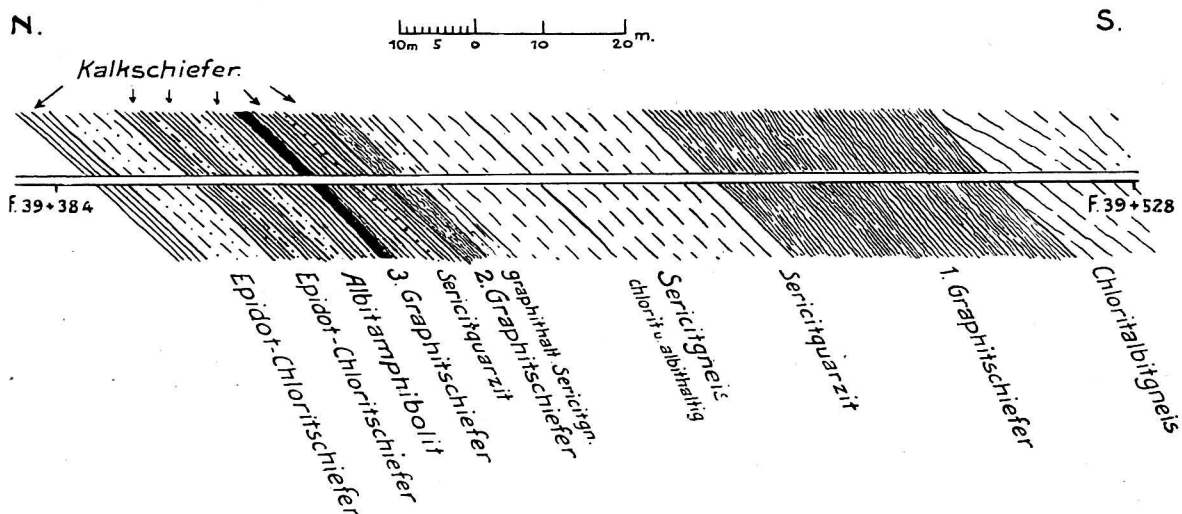


Fig. 3. Profil durch den Gneis-Kalkschieferkontakt im Rohrbachumgehungsstollen.

werden scheinbar diskordant von Chloritalbitgneis überlagert. Diese Diskordanz halte ich nicht für primären Ursprungs, sie dürfte bei der Gebirgsbildung entstanden sein, indem die graphitführenden Schiefer dabei als Gleithorizont funktionierten. Ihr Quarzgehalt scheint gegen die Untergrenze zuzunehmen; es entstehen graphitische Sericitquarzitschiefer, die durch den Verlust des Kohlenstoffs in weisse, schiefrige Sericitquarzite übergehen; sie zeigen eine Mächtigkeit von 2 m. Das Liegende der Quarzite bildet eine Serie 30 m mächtiger Sericitgneise, die einen konstanten, aber quantitativ stark wechselnden Chloritgehalt aufweisen. Einzelne quarzreiche Partien alternieren mit solchen, bei denen der Albit vorwiegt. Gegen die Basis nimmt der Graphitgehalt zu, es entstehen graphitführende Sericitgneise, zum Teil eigentliche Graphitgneise. Sie werden von einer *zweiten Serie* 1½ m mächtiger *Graphitschiefer* unterteuft. Sie bestehen aus schwarzen, intensiv gefältelten, zum Teil mylonitartigen Quarzit-albitschiefern; der starke Graphitgehalt gibt sich in einzelnen Graphitnestern und zahlreichen schwarzen,

spiegelnden Flächen zu erkennen. Unter diesen zweiten Graphitschiefern folgen wenig mächtige, marmorisierte Kalkphyllite, die nach unten mit einer Bank von Sericitquarzit abschliessen. Es folgen nun nach dem Liegenden normale Kalkschiefer, die einen *dritten Graphitschieferzug* einschliessen. Diese kohligten Schiefer unterscheiden sich von den beiden anderen Zonen durch die viel geringere mechanische Deformation, und vor allem sind sie stark kalkhaltig. Dieser Kalkgehalt, in Verbindung mit der Lagerung inmitten der Kalkschiefer, deutet darauf hin, dass die Graphitschiefer zu den mesozoischen Kalkphylliten gerechnet werden können. Die Kalkphyllite selbst sind sehr wahrscheinlich triassischen Alters (vgl. S. 111 und 113), so dass wir hier ein zweites Vorkommen *triassischer kohligter Schiefer* im Vispertal zu registrieren hätten (vgl. Fig. 2, S. 91). Im Liegenden dieser kohligten Schiefer setzen wiederum Kalkphyllite ein, die eine Linse von *Albitamphibolit* umhüllen. Nur wenige Meter mächtige Bündnerschiefer trennen diesen Amphibolit von einer schmalen Einlagerung von *Epidotchloritschiefer*, die wahrscheinlich ursprünglich im Zusammenhang mit der grossen *Linse von Epidotchloritschiefer* steht, von der das Lager nur durch eine 2 m mächtige Kalkschieferserie getrennt ist. Die eingehende Beschreibung dieser drei Vorkommen von Grüngesteinen findet sich unter dem Abschnitt G.ünschiefer.

Aus der gleichen Zone stammt das Profil Fig. 4, wie es im *Breiterbach südlich Arbegge* in 1800 m Höhe aufgeschlossen ist.

Eine 2 m mächtige Serie graphitischer Schiefer mit zahlreichen Quarzitlinsen wird von schiefrigem Sericitquarzit überlagert, der durch einen massigen Quarzit von grünlichem Albitgneis getrennt wird. Die Gesamtmächtigkeit der Quarzitgesteine beträgt $1\frac{1}{2}$ m. Das Liegende der graphitischen Schiefer bilden feinschieferige, glimmerreiche Kalkschiefer der Magenhornmulde. Die carbonischen Schiefer des Breiterbaches können mit dem zweiten Graphitschieferzug im Rohrbachstollen parallelisiert werden. Von der grossen Masse des ersten Graphitschieferzuges ist im Breiterbach nichts zu bemerken, sie scheinen lateral rasch in normale Sericitquarzit überzugehen.

Die auf dem linken Vispufer bei *Ackersand* erschürften Graphitschiefer gehören ebenfalls dieser Zone an. Sie sind in einer Mächtigkeit von 5–6 m durch einen Anbau erschlossen. Die Graphitschiefer sind graphitreiche, albitführende Quarzitphyllite, welche die Merkmale intensivster Fältelung und Quetschung aufweisen; sie zerfallen beim Anhauen in kleine, linsenförmige Stücke, die von glänzenden Graphithäutchen eingehüllt sind. In den Biegungen der Fältelungen ist oft fast reiner, blättriger Graphit enthalten. Das direkt Liegende der kohligten Schiefer ist hier nicht aufgeschlossen, dagegen trifft man etwas tiefer Sericitquarzite und Sericitgneise ähnlich denjenigen im Rohrbachstollen unter dem ersten Graphitschieferzug. Ich stehe nicht an, die graphitführenden Schiefer von Ackersand mit jenem ersten Zug graphitischer Schiefer im Rohrbachstollen zu parallelisieren; das Fehlen der Kalkschiefer im Liegenden der kohligten Schiefer bei Ackersand findet dadurch ebenfalls eine Erklärung.

Ein weiterer Aufschluss in der peripherischen Zone wurde im Aeschengraben oberhalb Im Aesch angetroffen, es handelt sich hier um *Graphitgneise*, die den normalen Sericitquarziten in geringer Mächtigkeit eingelagert sind.

Zwischen Im Aesch und Ackersand finden sich in stark zerrütteter Lagerung solche graphitführende Gneise im Sackungsgebiet der Mährenfälle.

β. Die innere Zone der graphitführenden Schiefer in der Region Gspon-Törbel besteht ebenfalls aus *Graphitgneisen* und *Quarziten*, dazu treten aber *graphitische Tonschiefer* und *Spuren von Anthrazit*. Die Zone zieht sich inmitten der Sericitquarzite der Bernharddecke von *Ober Sädeli* nach der sogenannten *Gsponfluh* (Felswand nördlich Gspon, vgl. Beilagen I und III) und weiter nach der Loka-

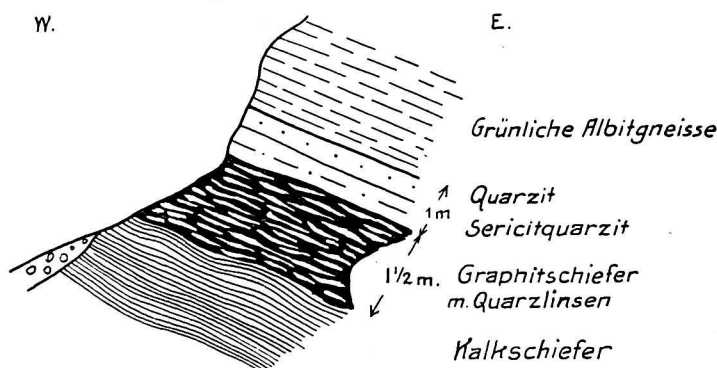


Fig. 4. Profil durch die Graphitschiefer im Breiterbach.

lität *Im Riedbach*. Sie wird hier durch eine Verwerfung abgeschnitten; im tieferen Flügel unterhalb Riedbach wurde sie wieder aufgefunden und bis hinunter zur Saaservisp verfolgt, die sie südlich *Resti* quert. Die Zone löst sich nun in einzelne Linsen auf, eine erste steht unterhalb *Sattelegg* an, die hinüberleitet zum Vorkommen südlich *Mühlebach*. Weitere Aufschlüsse wurden im *Hohbord*, bei *Hausacker* und südlich *Im Aesch* entdeckt.

Das östlichste Vorkommen ist in einem *Zufluss des Breiterbachs südlich Sädelti* aufgeschlossen. Die kohligen Schiefer sind hier durch eine 300 m mächtige Serie gneisiger *Sericitalbitschiefer* von den graphitführenden Schiefen der peripherischen Zone getrennt. Der Aufschluss zeigt eine über 30 m mächtige Serie von graphitischen Quarzitphylliten und Tonschiefern. Westwärts verschwindet die Zone unter der Moräne von *Gspon*, die grosse Massen aufgearbeiteter, kohliger Schiefer enthält. Nordöstlich Punkt 1849, in der *Gsponfluh*, treten die graphitführenden Schiefer wieder zutage; sie weisen hier eine Mächtigkeit von mindestens 100 m auf. Neben typischen *Graphitgneisen* treten auch hier graphitführende Quarzit- und Tonschiefer auf. Es finden sich ferner zwei unbedeutende Flötzchen von Anthrazit in einer Mächtigkeit von 10 und 20 cm, die aber nur auf wenige Meter verfolgt werden können, da sie sich unter der Schuttbedeckung verlieren. Eine eigentümliche Verfaltung der graphitführenden Schiefer mit den liegenden *Sericitalbitschiefern* hat schon Prof. *A. Buxtorf* nördlich Punkt 1849 beobachtet; eine wenige Meter mächtige Schicht kohliger Schiefer lässt sich von weitem beobachten, wie sie einen Felskopf der *Gsponfluh* in gekrümmter Linie umfasst. Auf Tafel I ist diese auffallende Abzweigung der Zone zur Darstellung gekommen.

Die südliche Fortsetzung der Zone verfolgen wir unterhalb *Gspon* bis «*Im Riedbach*», wo der im Jahre 1920 erstellte, zirka 450 m lange Umgehungsstollen Beobachtungen ermöglichte, nach welchen das Nord-Süd verlaufende Profil, Fig. 5, konstruiert werden konnte.

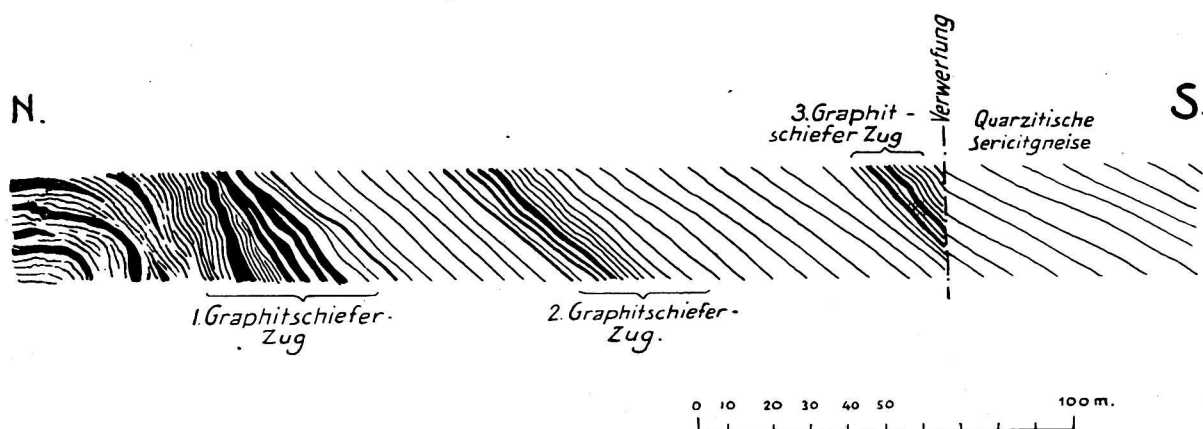


Fig. 5. Profil durch die Graphitschiefer im Riedbach.

Die ganze innere Zone besteht hier aus drei getrennten Zügen graphitführender Schiefer. Der tiefste, er wurde im Stollen nicht vollständig durchfahren, zeigt eine erschlossene Mächtigkeit von 35 m; er setzt sich aus graphitischen, weichen *Tonschiefern* und *graphitführenden Quarzitphylliten* zusammen, die beide charakterisiert sind durch die zahlreichen schwarzen, spiegelnden Rutschflächen. Gegen das Hangende treten häufig Zwischenlagen von *Graphitgneis* auf, welche die Quarzit- und Tonphyllite allmählich vollständig verdrängen. Mit der Abnahme des Kohlenstoffgehalts geht der Graphitgneis in einen normalen chloritischen *Sericitalbitgneis* über, der eine Mächtigkeit von zirka 40 m aufweist. Durch eine erneute Zunahme des Graphitgehalts entstehen die Graphitgneise des zweiten Zuges; die kleinern Zwischenlagen von graphitführenden Quarzitphylliten zeigen aber keine solchen von Tonschiefern. Die Abnahme des Graphitgehaltes bedingt auch hier einen allmählichen Übergang der Graphitgneise in die normalen *Sericitalbitgneise*. Der ganze zweite Zug ist 10 m mächtig. Als dritter Zug wurden *Graphitgneise* bezeichnet, die gleichfalls nur durch die Zunahme des Graphitgehaltes aus den normalen Gneisen hervorgegangen sind. Im Süden, gegen das Hangende, wird dieser Zug durch eine Verwerfung abgeschnitten.

Die Fortsetzung der innern Zone findet sich im tiefern Flügel der Verwerfung unterhalb der Häuser Im Riedbach; sie streicht von da annähernd parallel zum Riedbach hinunter zur Saaser-
visp. 150 m über dem Bachniveau wurde folgendes Profil Fig. 6 beobachtet.

Graphitreiche, albitführende Quarzitphyllite bilden eine aus dem Schutt hervorstechende Rippe, die eine wenige Zentimeter mächtige Schicht eines anthrazitähnlichen Gesteines, das mit Pyrit imprägniert ist, enthält. Das Hangende des Gesteines sind helle Sericitquarzitgneise, während das Liegende die graphitreichen Quarzitgneise darstellen, deren Übergang in die Sericitgneise nicht beobachtet werden kann.

Weitere Aufschlüsse der kohligen Schiefer finden sich 1200 m hoch unterhalb *Sattelegg*; ferner am Talweg im Nicolaital südlich des *Mühlebachs*. Hier stehen gequälte, graphitreiche Quarzphyllite als wenige Zentimeter mächtige Schicht an, die aber weiter oben am Hang rasch an Ausdehnung gewinnt; am Fussweg nach Riedfluh beträgt die Mächtigkeit der graphitführenden Schiefer zirka 1½ m. Sie liegen in den normalen, wenig graphitreichen Sericit-albitschiefern, von denen sie durch eine scharfe Grenze getrennt sind.

Bei *Hohbord*, am Weg von Törbel nach Brunnen, kann das Profil Fig. 7 beobachtet werden. Unter schwarzen, quarzitischen Sericitgneisen, zum Teil eigentlichen Graphitgneisen, folgt eine verru-

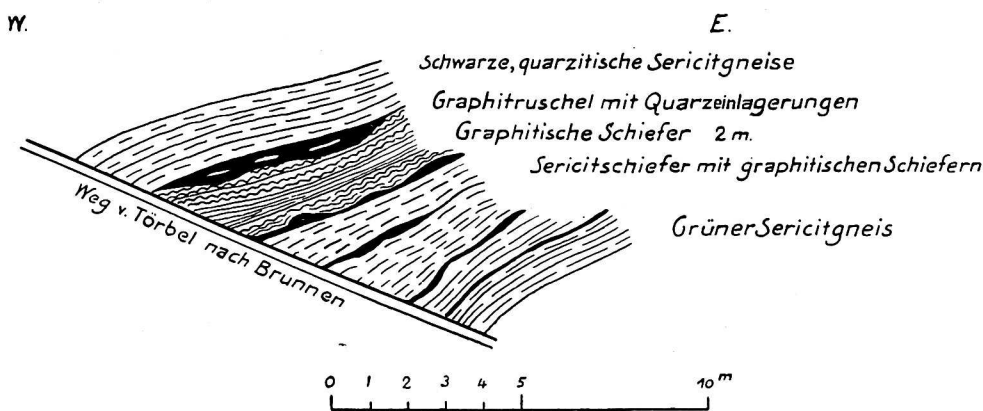


Fig. 7. Profil durch die Graphitschiefer bei Hohbord.

schelte Zone graphitischer Quarzitphyllite mit grossen Quarzlinsen; diese Ruchelzone wird v. Graphitschiefern unterteuft, die aus albitführenden, graphitreichen Quarzit- und Sericitphylliten bestehen. Sie gehen nach

unten über in hellere Sericitschiefer, mit einzelnen Zwischenlagen von schwarzen Graphitschiefern. Im Liegenden tritt ein grüner Sericitgneis auf.

Die Zone der kohleführenden Schiefer kann nach Norden in der «*Fluh*» über dem *Hohbord* weiter verfolgt werden. Im Liegenden der hier aufgeschlossenen Epidot-Chloritschieferlinse, die im folgenden Abschnitt genauer beschrieben wird, zeigt die graphitführende Zone folgende Entwicklung (vgl. Fig. 8).

In direktem Kontakt mit dem Epidotchloritgestein steht hier eine 30 cm mächtige Schicht graphitreicher Schiefer, die grosse Quarzlinsen und öfters auch Graphitknollen enthält. Unter dieser graphitreichen Zone folgen 1½ m graphithaltige Sericitgneise, die durch eine zweite schmale Schicht graphitreicher Quarzphyllite von den normalen liegenden Sericit-albitschiefern getrennt ist.

Weiter nördlich ist die Zone bei *Pilgertschuggen* (vgl. Tafel I) wieder aufgeschlossen. Ähnlich wie ein zuerst beschriebenes Vorkommen bei Hohbord werden hier Graphitgneise von einer 2½ m mächtigen

Serie graphitreicher Quarzitphyllite unterlagert, an deren Basis ein grüner Sericitgneis erscheint. Die graphitreichen Schiefer treten nur linsenförmig auf, sie keilen gegen Norden und Süden rasch aus.

Westlich über Im Aesch, 1230 m hoch, fand sich eine weitere Linse dieser graphitführenden Schiefer inmitten einer mehrere Meter mächtigen Zone von Graphitgneisen.

Im Jahre 1918 wurden für eventuelle Ausbeutung Vorkommen von Anthrazit bei Ackersand und Gspon signalisiert und angeschürft. Im Auftrage des «Bergbaubureau» und der «Apaval» wurde das

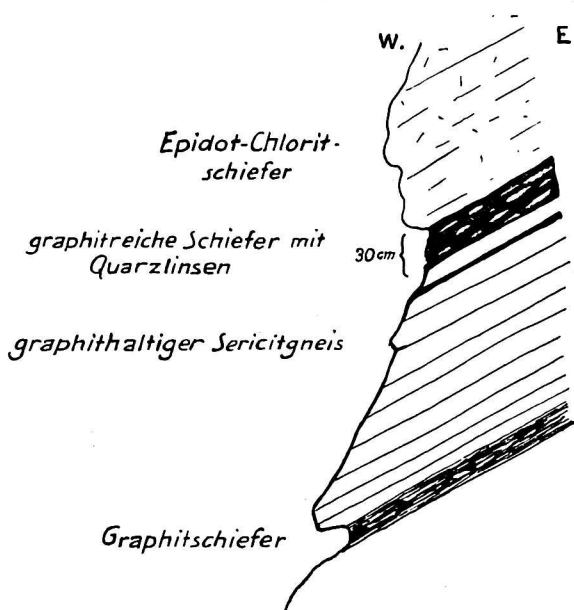


Fig. 8. Profil der Graphtischiefer in der Fluh.

Auftreten von anthrazitführenden Schichten im Vispertal von Prof. H. Preiswerk und A. Werenfels untersucht und beschrieben¹⁾. Der nachgewiesene Anthrazit erwies sich aber qualitativ und quantitativ ungenügend für technische Verwendung. Proben von der Gsponfluh enthielten nach unserer Bestimmung 43 % Asche, solche von Ackersand sogar 90 %. Die Resultate der genannten Untersuchungen wurden verwertet von C. Schmidt (Lit. 48, S. 107/108).

In petrographischer Hinsicht besteht zwischen den kohleführenden Schiefen beider Zonen der Casannaschiefer kein Unterschied. Die sogenannten *Graphitgneise* stimmen nach Struktur und Mineralbestand mit den beschriebenen Sericitalbitschiefern, denen sie angehören, überein. Charakteristisch ist das gehäufte Auftreten des Graphits: in den weniger kohlenstoffreichen Gesteinen ist der Graphit hauptsächlich in den Albit eingelagert, bei Zunahme der kohligen Substanz erscheint der Gra-

phit in unregelmässigen Schüppchen mit Glimmer und Chlorit vermengt, um endlich in zusammenhängenden Häutchen einen Belag auf den Schieferungsflächen zu bilden. Ähnlich wie in diesen «Graphitgneisen» erscheint die kohlige Substanz auch in «*Graphitphylliten*» und «*Graphitquarziten*», die sich durch ihre ausgesprochene mechanisch schiefrige, oft auch deutlich mylonitische Textur auszeichnen. Charakteristisch für diese Gesteine ist ferner ein konstanter Gehalt an Plagioklas.

Die chemische Untersuchung des Graphites zeigt, dass er in diesen Gesteinen in Form des *Graphitits* auftritt (Rosenbusch, l. c., S. 77). Die Reaktion von L. Staudenmaier (Doelter²⁾, S. 58) führte nicht zum Nachweis der Graphitsäure; da sich das zu untersuchende Pulver überhaupt nicht löste, kann es sich nach M. Berthelot (Doelter²⁾, S. 58) auch nicht um amorphen Kohlenstoff handeln. Der von W. Luzi (Doelter²⁾, S. 77) angegebene Versuch zum Nachweis des Graphits ergab gleichfalls ein negatives Resultat. Es blieb nun noch zu prüfen, ob der Kohlenstoff nicht in Form von Anthrazit aufträte; es wurde dazu das Verfahren von E. Donath (Doelter¹⁾, S. 60) eingeschlagen.

Das Pulver ist in konzentrierter HNO₃ unlöslich; natürlich stellte sich die für Anthrazit charakteristische braunrote Färbung auch nicht ein. Die mit Natriumsulfit hergestellte Schmelze ergab nach der Auslaugung mit Wasser und Prüfung mit Bleiazetat keine Bildung von Schwefelblei, das als sicheres Anzeichen für Anthrazit, Stein-, Braun- oder Holzkohle gilt. Da weder der Nachweis von amorphem C, von eigentlichem Graphit noch von Anthrazit oder einer andern Kohle gelang, kann es sich wohl nur um *Graphitit* handeln.

Im Durchschnitt beträgt der Kohlenstoffgehalt der graphitischen Schiefer im Vispertal 9,6 %. Dieser Wert wurde durch Glühverlust in einer carbonatfreien Probe festgestellt, die aus 43 Handstücken sämtlicher Vorkommen des Gebietes gewonnen worden war. Eine Probe gewöhnlichen Graphit-

¹⁾ Gutachten an Apaval. Geologischer Bericht über Anthrazitvorkommen der Umgebung von Stalden im Vispertal (Wallis) von Prof. H. Preiswerk. Mit 2 Beilagen. 31. August 1918.

²⁾ C. Doelter. Handbuch der Mineralchemie. Bd. I. T. Steinkopf. Dresden und Leipzig 1912.

schiefers von Hohbord ergab einen Kohlenstoffgehalt von 7,9 %; eine solche der graphititreichen Schiefer aus der Schurfstelle bei Ackersand wies einen Kohlengehalt von 9,1 % auf. Die Prüfung des Anthrazits von Gspon zeigte einen Gehalt von 56,7 % an brennbarer Kohle.

3. Hornblendeschiefer.

Zahlreiche Vorkommen von Hornblendeschiefer sind schon *H. Gerlach* (Lit. 1, S. 93) aus der Bernhardzone bekannt gewesen. Er erwähnt solche von geringer Ausdehnung auch aus der Gegend von Stalden, ohne aber ihre Lage im Text oder auf der Karte näher zu präzisieren. Grössere Lager von Amphiboliten fanden sich in den Berisalschiefern östlich des Simplonpasses, von wo sie von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (Lit. 18, S. 14) näher beschrieben wurden. Später ist von *E. Argand* bei Agarn westlich Turtmann ebenfalls ein grünschieferähnliches Gestein aus den Casannaschiefern beschrieben worden (Lit. 33, S. 748).

Die Hornblendeschiefer im Vispertal bilden teilweise das direkte Hangende der beschriebenen innern Zone kohligler Schiefer. Es fanden sich aber nirgends Anzeichen einer kontaktmetamorphen Umwandlung von Anthrazit in Graphit, was nach *P. Termier* (Lit. 15, S. 11) die einzige Wirkung der Kontaktmetamorphose darstellt, die im Gebiet der Zone des Briançonnais beobachtet werden kann.

Die fünf neu aufgefundenen Vorkommen von Hornblendeschiefer im Vispertal sind im folgenden näher beschrieben.

Südlich der Häuser von Resti (am Weg von Stalden nach Eisten, vgl. Tafel I, III) berührt der Weg das südliche Ende einer Linse, die gegen Norden am Hang aufwärts zirka 500 m weit zu verfolgen ist.

Die grosse Hauptmasse der Linse (vgl. Fig. 9) besteht aus gleichmässig lichtgrün gefärbtem *Epidotchloritschiefer* von durchaus massigem Habitus. Haupt- und Querbruch sind kaum zu unterscheiden. Die Hauptkomponenten sind *Epidot*, *Albit* und *Chlorit*. Quantitativ überwiegt der *Epidot* die übrigen Gemengteile weit; er wurde an einem Schnitt, zirka parallel (100) mit austretender positiver, spitzer Bisektrix, als optisch negativer *Pistazit* bestimmt. Das Mineral tritt in Schuppen und grössern, nach der Basis tafeligen Individuen auf. Hin- und wieder können Umrandungen des hoch doppelbrechenden *Pistazit* mit einem niedriger doppelbrechenden *Epidot*, wahrscheinlich *Klinozoisit*, beobachtet werden. Auch unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien treten auf. Der *Albit* wurde an Schnitten senkrecht c mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe von 24° und an solchen senkrecht a mit einem Auslöschungswinkel von $21,5^{\circ}$ bestimmt. Es entspricht dies einem Anorthitgehalt von 0–2 %. Der *Albit* tritt in grössern Partien auf, bestehend aus kleinen, rundlichen Körnern, die buchtig ineinandergreifen. Sie zeigen Einschlüsse von *Epidot*, *Titanit* und *Chlorit*. Zwillingslamellierung ist selten, es werden nur Zweihälfter nach dem *Albitgesetz* beobachtet. *Chlorit* tritt häufig vermengt mit einer hellgrünen, strahlsteinartigen, kaum pleochroitischen *Hornblende* auf, die wohl als Reste des ursprünglich amphibolreichen Gesteins aufgefasst werden können. Als weiterer Nebengemengteil findet sich häufig *Titanit*, er steht oft in Verbindung mit einem schwärzlichen, äusserst feinkörnigen Aggregat, aus dem er durch

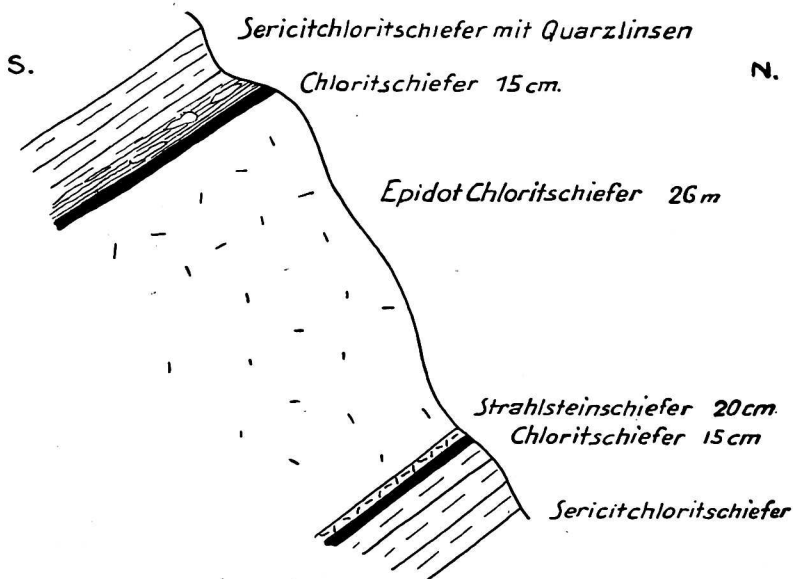


Fig. 9. Profil durch die Amphibolitlinse südlich Resti.

Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte. Kleine Schüppchen von *Biotit* treten ganz vereinzelt auf.

Die *Struktur* ist *granoblastisch*, die *Textur* *massig* bis *undeutlich schiefzig*.

Ein ähnliches Gestein liegt im *Epidotchloritschiefer* von Hohbord (vgl. Tafel I und III und Fig. 8), S. 96) vor. Es weicht vom vorigen Typ insofern ab, als hier Albit und Chlorit unter den Hauptkomponenten überwiegen. Der *Chlorit* zeigt keine Auslöschungsschiefe, häufig blaue Interferenzfarben, was auf *Pennin* schliessen lässt. Die *Struktur* ist gleichfalls *granoblastisch*; aber im Gegensatz zum Epidotchloritschiefer von Resti zeigt hier der Albit ausgeprägte Siebstruktur. Im Handstück ist das Gestein körnelig, vollständig massig; unter dem Mikroskop gibt sich die Textur als granoblastisch zu erkennen.

Einen hornblendereicheren Typus stellt der *Albitamphibolit* dar, der südlich Törbel am Mühlebach (vgl. Tafel I und III) in einer kleinen Linse ansteht. Ihre Hauptmasse besteht aus einem dunkelgrünen, massigen Gestein. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: Hornblende, Albit und Chlorit. Als *Neben- und Übergemengteile* erscheinen: Titanit, Leukoxen, Epidotminerale, Sericit, Biotit, Rutil und Erz.

Die *Hornblende* erscheint in prismatisch begrenzten Individuen, die fast ausnahmslos mit ihrer Längsachse parallel der Schieferungsebene orientiert sind. Der Pleochroismus ist schwach:

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{bräunlichgrün} & & \text{lichtgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt im Maximum 22° , der optische Charakter ist positiv.

Der *Albit* tritt in Nestern auf, deren einzelne Individuen zahnartig ineinandergreifen und fast keine Einschlüsse zeigen. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp c$ ergaben im Durchschnitt 21° ein solcher $\perp a$ 15° Auslöschungsschiefe, was einem Albit mit 3–5 % An entspricht.

Der deutlich pleochroitische *Chlorit* tritt hauptsächlich als Umwandlungsprodukt der Hornblende auf, in die er längs den Spaltflächen eindringt. Es können aber auch grössere weiss-schuppige Aggregate beobachtet werden, die kleine Reste von Hornblende, seltener auch Biotitindividuen enthalten.

Titanit tritt sehr häufig im ganzen Schliiff regelmässig verteilt auf; meistens in Form von spindelförmigen Körnern. Auffallend ist der kleine Axenwinkel und die starke Dispersion $\varsigma > \nu$. Der optische Charakter ist positiv. Häufig umrandet der Titanit schön entwickelte Rutilkriställchen, die ihrerseits einen Magnetitkern enthalten. Auch hier findet sich der Titanit hin und wieder am Rande eines feinkörnigen, erdigen Aggregates, aus dem er durch Sammelkristallisation hervorgegangen sein dürfte.

Epidotminerale sind nur in ganz untergeordneten Mengen vorhanden, das gleiche gilt für *Sericit*, *Biotit* und *Hämatit*.

Interessant ist das Auftreten von *Calcit*, der in Verbindung mit *Albit* als Ausfüllung feiner Klüfte erscheint, die das Gestein senkrecht zum Hauptbruch durchsetzen.

Die *Textur* kann als undeutlich *kristallisationsschiefzig* bezeichnet werden; die *Struktur* ist *granoblastisch*, mit Spuren der Kataklase, aber ohne Reliktstrukturen.

Am Rande der Amphibolitlinse stellen sich reine Strahlstein-, zum Teil auch Chloritschiefer ein.

Am Rande der Bernharddecke bei Sisetsch unterhalb Zeneggen fand sich ein dunkelgrüner, stark *sericit-* und *chlorithaltiger Hornblendeschiefer*, der gleichfalls deutlich geschiefert ist, aber im Gegensatz zum Amphibolit vom Mühlebach makroskopisch keine Amphibolnadelchen erkennen lässt.

Bei Moorackern, auf dem linken Ufer des Staldbaches, tritt ein deutlich geschieferter *Albit-Amphibolit* auf, mit grossen Pyritporphyroblasten am Rande der Gneise von Visperterminen. Auch er bildet das Liegende des randlichen Graphitschieferzuges, der ihn von den Bündnerschiefern trennt. Die grosse Ähnlichkeit des Gesteins mit mesozoischen Grünschiefern lässt es fraglich erscheinen, ob dieser Amphibolit als ursprüngliche Einlagerung der Casannaschiefer zu betrachten sei.

Nach dem Mineralbestand, Analysen stehen nicht zur Verfügung, gehören diese Amphibolite der Bernhardzone zur Ordnung der *Epiamphibolite Grubenmanns* (l. c., Bd. II, S. 92). Nach diesem Autor weist der Chemismus dieser Epiamphibolite auf eine Entstehung aus gabbroidem oder basisch-

dioritischem Magma hin, auch eine solche aus dolomitischen Tonmergeln ist nicht ganz ausgeschlossen. Die Amphibolite des Untersuchungsgebietes halte ich für Orthogesteine.

4. Alter und tektonische Stellung der Casannaschiefer.

Aus unserer Untersuchung ergibt sich, dass in den zur Bernharddecke gehörenden kristallinen Schiefern (Casannaschiefer) graphit- und anthrazitführende Varietäten verbreitet sind, die durch vertikale wie auch durch laterale Übergänge mit den kohlefreien Schiefern verbunden sind, derart, dass beide Varietäten einer geologischen Einheit angehören. Das geologische Alter und die tektonische Stellung dieser Schiefer ist eingehender zu diskutieren.

Die *kohleführenden Schiefer der Region des Vispertals bis zum Simplon* stellen nicht die direkte Fortsetzung des *Carbons* von Turtmann dar, welches ich als das östliche Ende der als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten carbonischen Sedimente der «zone interne» (zone axial du Briançonnais) betrachte (C. Schmidt, Lit. 48, S. 49). Wohl weisen die vom Verfasser neu aufgefundenen Aufschlüsse graphitischer Ton- und Quarzphyllite, die sich am Hohkastler und im Mühlebach (westl. Zeneggen) zwischen die Bündnerschiefer und den triassischen Quarzit einschalten, auf einen gewissen Zusammenhang beider Gebiete hin; allein die Unterschiede in petrographischer Ausbildung und geologischer Stellung der carbonischen Tonschiefer und Quarzite mit Anthrazitflötzen von Turtmann und der graphitführenden kristallinen Schiefer des Vispertales sind so gross, dass die beiden Vorkommen kohligter Gesteine nicht als identisch und in direkter Verbindung stehend aufgefasst werden können.

C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 17) haben zuerst das *carbonische Alter* der *kohligen Schiefer der Region Visp-Simplon* postuliert, auf Grund ihrer Stellung zwischen den Berisalgneisen und den mesozoischen Bündnerschiefern, welche die von diesen Autoren entdeckten graphitführenden Phyllite im Rohrbach und an der Wänge östlich der Simplonpasshöhe tatsächlich zeigen. Die vorstehend beschriebenen, neu aufgefundenen graphit- und anthrazitführenden Schiefer im Vispertal zeichnen sich aber vor allem durch den mehrfach beschriebenen allmählichen Übergang in die Gneise und Glimmerschiefer der Bernharddecke aus, so dass sich zwischen beiden Schichtgliedern kaum eine scharfe Grenze ziehen lässt. Dieser allmähliche Übergang manifestiert sich auch in dem ständigen Plagioklasgehalt der graphit- und anthrazitführenden Schiefer des Vispertales, der im Gegensatz zu den feldspatfreien carbonischen Schichten der «zone interne» steht. Nach dem unzweifelhaft genetischen Zusammenhang der *Sericitalbitschiefer* mit den kohligen Schiefern sind beide unbedingt gleichaltrig und die Kohlenführung weist auf *carbonisches Alter*. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass sich am Aufbau der Casannaschiefer im Vispertal auch präcarbonische Paragneise beteiligen, doch ist es bis jetzt unmöglich, sie petrographisch oder tektonisch von der Hauptmasse der carbonischen zu trennen. Übergänge von Triasquarzit oder rosagefärbten permischen Konglomeraten in die Casannaschiefer, wie sie E. Argand (Lit. 28, 38, S. 166 und 177) erwähnt, finden sich im Vispertal nicht, so dass der Anteil triassischer und permischer Sedimente am Aufbau der kristallinen Paragesteine der Bernharddecke im Untersuchungsgebiet fraglich erscheint.

Vom *Carbon der «zone interne»*, wie es zwischen Turtmann und dem Val de Bagnes auftritt, unterscheidet sich das *Carbon des Vispertals* durch das vollständige Fehlen von Konglomeraten, Sandsteinen und Dachschiefern, ferner durch das nur ganz untergeordnete Auftreten von triassischen Sedimenten in Verbindung mit den carbonischen. Ähnliche facielle Verhältnisse wie im Vispertal stellen sich in der «zone axial» westlich des Val de Bagnes ein. Im Val d'Entremont, am Grossen St. Bernhard, im Aostatal und in der Gegend von St. Remy bieten die Casannaschiefer ebenfalls indirekten Kontakt mit dem Carbon, dort finden sich allmähliche Übergänge zwischen beiden Serien, wobei sich Graphitgneise ähnlich denjenigen des Vispertales einstellen (vgl. H. Gerlach, Lit. 2, S. 114). Die Fortsetzung dieser graphitischen Casannaschieferzone nach Süden im Kontakt mit dem Carbon des Briançonnais hat M. Bertrand (Lit. 6, S. 115) beschrieben; sie erscheint im Val Grisanche am Mt. Pourri sowie am Kleinen Mt. Cenis und steht in direktem Zusammenhang mit den Gneisen der Vanoise, wo schon früher P. Termier (Lit. 5) der Nachweis permischer Gneise gelungen war. P. Termier (Lit. 12, S. 965) fasst

diese ganze Zone der zum Teil graphithaltigen Glimmerschiefer und Gneise später unter dem Begriff der «série cristallophyllienne B» zusammen und nennt sie entsprechend ihrem permocarbonischen bis untertriassischen Alter «série compréhensive». Diese Serie erscheint aber nicht nur in der umschriebenen Stirnregion der Bernharddecke, sondern *P. Termier* (Lit. 12, S. 964) zählt die graphitischen Gneise der Umgebung von Rhêmes-St. George (vgl. *N. Pellati*, Lit. 13, S. 87) dazu, die nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Rückstaufalte von Valsavaranche gehören; ferner wird die «zona graphitica» der italienischen Geologen im Massiv der Dora Maira von *P. Termier* zu dieser Serie gerechnet. Die «zona graphitica» muss nach *E. Argand* (Lit. 31, Pl. II) zur Wurzelregion der Bernharddecke gezählt werden. Es kann wohl kein Zweifel bestehen, dass diese «série cristallophyllienne» *Termiers* auch die graphitführenden Gneise und Glimmerschiefer des Vispertales in sich schliesst. Entsprechend ihrer geologischen Stellung im verkehrten Schenkel der Bernharddecke, in beträchtlicher Entfernung von ihrer ursprünglichen Stirne, kann es sich aber nach meiner Auffassung nicht um ein Analogon der graphitreichen Gneiszone Grosser St. Bernhard-Kleiner Mt. Cenis handeln, die zum normalen Schenkel der Decke gehört. Das gleiche gilt für die graphitführenden Gneise von Valsavaranche, deren Fortsetzung gegen Osten im Wallis wahrscheinlich im obern Val de Bagnes im südlichen Teil der sogenannten «coupole de Boussine» (vgl. *E. Argand*, Lit. 31, Pl. I, IV) angetroffen wird, wo von *H. J. Tschopp*¹⁾ Graphitoid-Phyllite beschrieben wurden. Die Zone wird nochmals in der Umgebung von Zermatt angetroffen, indem hier die Gneise der Bernharddecke an der Grenze gegen das hangende Mesozoikum des Substratums der Dent Blanche-Decke stark graphitführend werden (vgl. *E. Argand*, Lit. 21; Lit. 31, S. 750). Im Gegensatz zu diesen Vorkommen graphitischer Gneise im normalen Schenkel der Bernharddecke steht die «zona graphitica», die entsprechend ihrer Zugehörigkeit zur Wurzelregion der Decke (vgl. *E. Argand*, Lit. 31) auch die Graphitgneise des liegenden Schenkels umfasst und demnach sowohl aus tektonischen Gründen als auch infolge der weitgehenden petrographischen Übereinstimmung (vgl. *S. Franchi et V. Norvarese*, Lit. 7; *V. Norvarese*, Lit. 9 und 10) am ehesten mit den graphit- und anthrazitführenden Gneisen des Vispertals in Verbindung gebracht werden kann.

Mit den graphitisch-kristallinen Schieferen des Vispertales sind auch zu vergleichen analoge Bildungen auf der Südseite der Schweizeralpen. Graphitische Einlagerungen finden sich in den Gneisen des Monte Cenere bei Medeglia, und ferner erscheinen graphitische Glimmerschiefer in breiter Zone am Agnoarm des Luganersees und weiter südwestlich zwischen Orta und Val Sesia. (Vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48, S. 115.)

C. Mesozoische Gesteine.

1. Quarzite, Dolomite, Kalke und Gips der Trias.

Die typischen Vertreter der westalpinen triassischen Sedimente sind im Vispertal nicht sehr stark entwickelt. Die Einteilung

- b) obere Trias = Dolomit, Marmor und Gips
- a) untere Trias = Quarzit

kann sich hier nur auf Analogien stützen (*C. Schmidt* und *H. Preiswerk*, Lit. 18; *E. Argand*, Lit. 21; *Kilian et Révil*, Lit. 22), da im ganzen Vispertal nirgends ein vollständiges Profil zu beobachten ist. Der Quarzit erscheint als zusammenhängender Horizont nur südlich und westlich Zeneggen; es handelt sich um das östliche Ende der sogenannten «Grenztrias», des Carbons der zone interne (vgl. *C. Schmidt*, Lit. 48). Im Vispertal selbst fehlt der Quarzit fast vollständig, häufiger findet sich dagegen die obere Trias; ihre Sedimente treten hauptsächlich am Rande der Gantergneisantiklinale auf, während sie die Bernharddecke nur in spärlichen Vorkommen begleiten.

Neben diesen typischen triassischen Gesteinen zähle ich auch gewisse basale Horizonte der Bündnerschiefer samt den ihnen eingelagerten tuffoiden Ophioliten zur Trias. Sie werden im folgenden Abschnitt mit den Kalkphylliten besprochen werden, von denen sie lithologisch nur schwer und geologisch überhaupt nicht zu trennen sind.

¹⁾ *H. J. Tschopp*. Die Casannaschiefer des obern Val de Bagne (Wallis). Dissertation, Basel 1920, Manuskript. Anm. b. d. Korr. Erschienen in *Eclog. Geol. Helv.* Vol. XVIII, Nr. 1, 1923.

a) Untere Trias.

Der *Quarzit* stellt das konstante Glied der westalpinen Trias dar; er wird als das Äquivalent des mittlern Buntsandsteins betrachtet.

α) Der *Quarzit* der Zone *Turtmann-Zeneggen* erreicht südlich dieser Ortschaft im Aufnahmegebiet seine grösste Ausdehnung. Die Masse besteht aus einem reinen, massigen Quarzit, der nach dem Hangenden in einen grünen, stark sericitischen Quarzitschiefer übergeht. Der letztere zeigt ganz vereinzelt Einlagerungen von bis taubeneigrossen, rosagefärbten Quarzen. Diese Farbe entspricht der «couleur lie de vin» der Franzosen. Sie wird als typisch für Gesteine *permischer Entstehung* betrachtet. Ein allmählicher Übergang dieses Quarzitschiefers in die Casannaschiefer findet aber nicht statt, indem am Weg von Breitmatten nach Burgen (vgl. Tafel III) ein mechanischer Kontakt zwischen beiden Horizonten zu beobachten ist. Die Casannaschiefer erscheinen in der Nähe des Kontaktes stark gequält, zum Teil mylonitisiert, parallel den Schichtflächen treten in grösserer Entfernung Quarzitschnüre auf, die durch Infiltration aus den Quarzitschiefen eingedrungen sind.

β) Die *quarzitische Trias östlich Zeneggen* besteht aus:

1. Den Quarzitgesteinen von Eich. Ein *unterer Zug* findet sich bereits auf der Simplonkarte (Lit. 18) eingetragen. Er besteht aus einem feinschiefrigen, stark druckgerieften *Sericitquarzit*. Der Hauptbruch zeigt einen deutlichen Silberglanz, hervorgerufen durch zahlreiche feine Sericitschüppchen. *Unter dem Mikroskop* erkennt man als Hauptgemengteile: Quarz und Sericit, als Nebengemengteile: *Albit*, Chlorit, Carbonat, Leukoxen und Magnetit.

Der Quarz bildet grosse Partien im Schriff, die aus wasserklaren, zahnartig ineinandergreifenden Körnern bestehen, die durchwegs undulöse Auslöschung aufweisen.

Der *Muskovit* ist ein farbloser, feinschuppiger *Sericit*, der im allgemeinen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheint.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp c$ mit einer Auslöschungsschiefe von 22° und an solchen $\perp a$ mit 17° bestimmt. Der Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit dem Quarz ergab, bestimmt nach der Methode von *Becke* (l. c., S. 6) folgendes Resultat:

$$\begin{aligned} &\parallel \text{ Stellung } \alpha' < \omega; \gamma' < \varepsilon, \\ &+ \text{ Stellung } \alpha' < \varepsilon; \gamma' < \omega, \end{aligned}$$

entsprechend einem An-Gehalt von 0–16 %.

Der *Albit* tritt relativ häufig in grössern Nestern auf, die aus feinkörnigen, siebstruierten Individuen zusammengesetzt sind. Die Einschlüsse sind hauptsächlich Quarz, untergeordnet Sericit. *Chlorit* mit optisch positiver Hauptzone erscheint hin und wieder mit Sericit verwachsen. *Carbonat* wurde nur ganz vereinzelt nachgewiesen.

Die *Textur* ist *lentikular*. Lange, ausgeschwänzte, *granoblastische Quarzpartien* werden durch dünne *lepidoblastisch* struierte Sericithäute umhüllt. Auch *Rothpletz* kennt diesen Quarzit als «Quarzglimmerschiefer» (Lit. 35, S. 102) und stellt ihn zu den Berisalschiefen.

Ein *oberer Zug* triassischen Quarzitgesteins wurde ferner bei Eich im Liegenden der grossen Serpentinmasse aufgefunden, es ist ebenfalls ein Sericitquarzitschiefer; gegenüber dem vorherigen Typus tritt der Sericit hier etwas zurück, entsprechend erscheint die feine Schieferung auch weniger deutlich; auch Druckriefung ist hier nicht zur Ausbildung gelangt; dagegen weist das Gestein zahlreiche rostbraune Flecken auf, die jedenfalls von verwitterndem Magnetit herrühren und auf eine gewisse Ähnlichkeit mit dem zuerst beschriebenen Sericitquarzitschiefer hinweisen. Fig. 10 zeigt die Lage des Gesteins im Schichtverband, wobei besonders darauf hingewiesen werden muss, dass an der Grenze gegen den Serpentin keinerlei Kontakterscheinungen beobachtet werden konnten.

2. Den Sericitquarzitschiefen von Katzhaus. Sie zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit denjenigen von Eich, allerdings sind sie bedeutend glimmerreicher als jene. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen, dagegen erscheinen im Liegenden Grünschiefer, die nach einer wenige Meter mächtigen Lage von Kalkschiefern von einer zweiten Serie Grünschiefer unterteuft werden. *Rothpletz* (Lit. 35, S. 99) bespricht diesen Sporn nördlich Katzhaus eingehend, die hier vorkommenden «Quarzglimmerschiefer» stellt er

zu den Berisalschiefern oder zur Trias; ich halte das letztere für bedeutend wahrscheinlicher, da diese Sericitquarzitschiefer mit den Berisalschiefern von Ober Stalden, zu welchen sie allein in Beziehung gebracht werden können, keine Ähnlichkeit zeigen.

3. Den Quarzitgesteinen östlich der Visp. Am Talweg Visp-Stalden, unmittelbar südlich des Staldbaches, steht ein *weisser, massiger Quarzit* an (vgl. Fig. 2, S. 91), der gegen das Hangende in *schiefrigen Sericit-quarzit* übergeht. Er zeichnet sich durch eine intensive Fältelung aus und lässt sich am Rande der Gneise von Ober Stalden mehrere 100 m weit verfolgen.

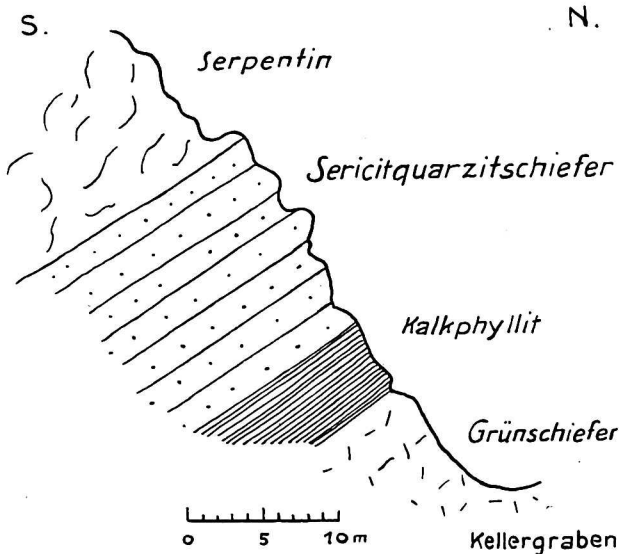


Fig. 10. Profil nördlich Eich.

Die *Teilantiklinale von Visperterminen* wird an ihrer Peripherie nirgends von Quarzit begleitet. Ein *massiger*, weisser oft auch grünlicher *Quarzit* steht dagegen inmitten des Gneiskomplexes bei Hohbiel an. Er bildet anscheinend das Hangende carbonischer Graphitschiefer. Ich deute den Quarzit als einen Rest der Triashülle der Antiklinalen (vgl. Tafel I, II und III).

Am Rande der *Hauptmasse der Bernharddecke* erscheint im Rohrbach nördlich Stalden, ein *massiger, weisser Quarzit*. Im Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Fig. 3, S. 92) fand sich ein *schiefriger, grünlicher Sericitquarzit*, in einer Mächtigkeit von 1 m inmitten der Kalkschiefer zwi-

schen den 1. und 2. Graphitschiefern. Er dürfte triassischen Alters sein im Gegensatz zu dem *Chlorit* und *albitreicheren Sericitquarzit*, der sich an der Basis der 1. Graphitschiefer einschaltet; ich halte ihn gleich dem *Quarzit* im *Breiterbach* eher für carbonisch.

b) Obere Trias.

Sie besteht in den Westalpen aus *Dolomit*, *Marmor*, *Gips* und *Rauhwacke*. Unter diesen Ablagerungen erreicht der *Dolomit* im Aufnahmegebiet die weiteste Verbreitung.

a) Aus der *Zone westlich Zeneggen* sei hier nur eine *Gipsbreccie* erwähnt, die sich an der Basis des Quarzites an der Grenze gegen die Bündnerschiefer einstellt. Sie wurde südlich über Alpenried und im Laubbach angetroffen. Das Gestein zeigt im Handstück eine auffallende Ähnlichkeit mit einer *Anhydritbreccie*, die Prof. C. Schmidt in einem Stollen bei Chippis aufgefunden hatte.

β) Die *Zone östlich Zeneggen* teile ich in das Gebiet westlich und östlich der Visp.

1. Westlich der Visp findet sich direkt östlich Zeneggen am nördlichen Ende der grossen Serpentinmasse ein grösseres *Dolomitvorkommen* (vgl. Tafel I und III). Ein grauer *Dolomit*, der zum Teil in dolomitischen Kalk übergeht, bildet eine Linse von zirka 250 m Länge; ihre maximale Mächtigkeit beträgt 10–15 m. Diese Dolomitlinse wird von Grünschiefern unterlagert, mit denen sie aber nirgends in direkten Kontakt tritt, indem sich eine 2 m mächtige Serie dunkler, feinschiefriger Bündnerschiefer dazwischen schiebt; auch von dem Hangenden, dem Serpentin, ist der Dolomit anscheinend durch Bündnerschiefer getrennt; auf eine kurze Distanz von etwa 10 m tritt allerdings der Serpentin in direkten Kontakt mit dem Dolomit; doch handelt es sich dabei unzweifelhaft um einen durch die Dislokation entstandenen Kontakt (vgl. Fig. 11).

Ein *zweites Vorkommen* von *grauem Dolomit* findet sich nordöstlich Zeneggen. Das Hangende bilden auch hier feinschiefrige, glimmerreiche Bündnerschiefer, und im Liegenden treten gleichfalls Bündnerschiefer auf. Sie stehen im direkten Kontakt mit dem Dolomit.

Ein *weiteres* ausgedehntes Lager von *Dolomit* bildet die obersten Abstürze der Kalkfluh und zieht sich hinunter bis auf die Höhe von zirka 930 m, wo der Dolomit nördlich von Eich, wenige Meter über

dem sogenannten «Zwischen Tristweg», der von Eich direkt zum Schlüsselacker hinunterführt, auskeilt. Das Gestein ist ein feinkörniger, gelblicher Dolomit, der nur wenig Beimengungen von Calciumcarbonat zeigt, diese erscheinen vor allem am südlichen untern Ende des linsenförmigen Lagers, d. h. an der Stelle, wo es von dem schon erwähnten Sericitquarzitschiefer überlagert wird. Der Dolomit geht hier in

den obern Bänken zum Teil direkt in dolomitischen Kalk über, auf diese eigentümliche Tatsache weist schon *Rothpletz* (Lit. 35, S. 101) hin. Das ganze Lager zeigt eine Ausdehnung von ca. 1100 m und eine maximale Mächtigkeit von ca. 70–80 m; nach beiden Enden keilt es rasch aus. Das Hangende wird anscheinend durch eine ausgedehnte Grünschieferlinse gebildet, leider ist der Kontakt nirgends aufgeschlossen, das gilt auch für den Kontakt des Quarzitschiefers gegenüber dem Dolomit im Liegenden und der Grünschieferlinse im Hangenden. Zum gleichen Dolomitzug gehört eine kleine Linse kalkreichen Dolomits über dem ersten Absatz der «Hohen Fluh». Er zeigt einen starken Sericitgehalt, der zum Teil eine deutliche Schieferung des mylonitartigen Gesteins bedingt.

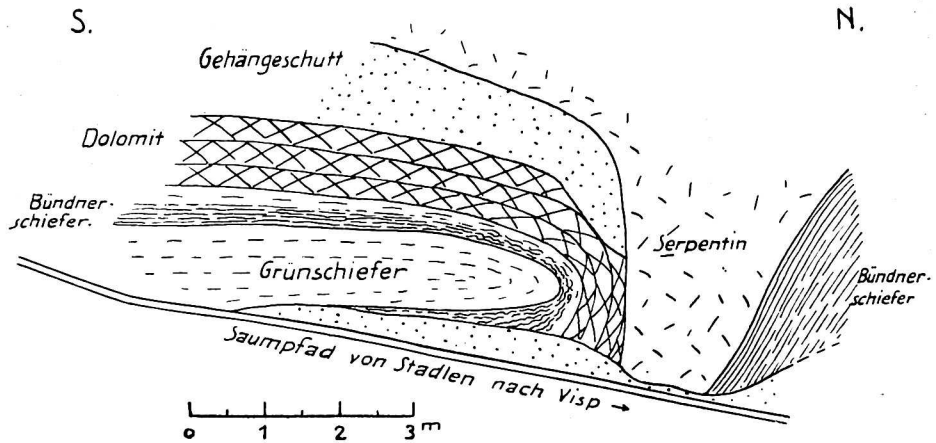


Fig. 11.

Profil durch das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse bei Zeneggen.

Das interessanteste Vorkommen von Dolomit findet sich oberhalb *Katzhaus*; eine zirka 100 m lange und 20–30 m mächtige Linse von Dolomit erscheint hier vollständig im Grünschiefer eingeschlossen. Der Kontakt mit den liegenden Grünschiefern ergibt folgendes Bild:

Unmittelbar über den Grünschiefern, im direkten Kontakt mit diesen, folgt eine 50 cm mächtige *Marmorlage*, die nach oben in quarzitreichen *Kalkphyllit* übergeht; seine Mächtigkeit beträgt nur 20 cm; er stösst mit einer scharfen Grenze gegen den grauen, marmorisierten Dolomit der Linse ab.

Der quarzitreiche *Kalkschiefer* zeichnet sich durch seine gelbliche Farbe sowie durch seine grossen *Pyritporphyroblasten* aus. Die Textur ist lagenförmig bis lentikular. Lang ausgezogene, granoblastische Linsen oder oft auch Lagen von Quarz werden von *Sericit* umflastert. Die Sericitfasern enthalten *Calcit*, der oft deutliche *Kristallisationsschieferung* verrät und den Sericit fast ganz ersetzt, indem er sich zwischen die einzelnen Quarzlagen drängt, mit denen er an andern Stellen ein grobkörnig granoblastisches Gewebe bildet. In einzelnen Gesteinspartien entwickelt sich eine deutliche Zickzacktextur.

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Calcit, Sericit.

Der Quarz fällt durch die Felderteilung, verbunden mit kräftiger undulöser Auslöschung, auf. Einzelne grössere Individuen enthalten äusserst feine, in parallelen Reihen geordnete Einschlüsse. Der Calcit erscheint durch *Limoniteinschlüsse* fast durchgehend gelbbraun gefärbt. Als Neben- und Übergemengteile treten auf: Pyrit, bald in prächtig entwickelten makroskopisch gut sichtbaren Kristallen, bald in grössern oder kleinern Xenoblasten. Als Titanmineral findet sich Rutil in grossen Massen, sehr oft in Leukozen umgewandelt. Titanit konnte nur in einzelnen Individuen nachgewiesen werden, das gilt auch für Turmalin.

Dieser Kalkphyllit geht nach unten allmählich in eine 50 cm mächtige Marmorlage über, die in direkten Kontakt mit dem Grünschiefer tritt.

Der Marmor zeigt eine deutliche Paralleltexur, die hervorgerufen wird durch schneeweisse, breite Lagen von Calcit, die mit feinen, gelblichen Zwischenlagen von Sericit alternieren, in welchen feinkörnige,

lang ausgeschwänzte Linsen von *Dolomit* liegen. Das Auftreten dieses Minerals wurde mit Hilfe der Hindenschen Reaktion (*Rosenbusch*, l. c., S. 100) im Dünnschliff festgestellt. Unter den *Nebengemengteilen* tritt der *Titanit* weitaus am häufigsten auf; er durchsetzt das Gestein in Form von spitzrautenförmigen Kristallen, die in zahllosen, parallel der Schieferungsebene geordneten Schwärmen auftreten. Als weiteres *Titanitmineral* erscheinen *Leukoxen* in Verbindung mit *Titanit*; *Rutil* tritt in bedeutend geringeren Mengen auf als in dem quarzreichen Kalkschiefer. Neben *Quarz*, der in vereinzelt, kleinern granoblastischen Linsen auftritt, wird auch *Chlorit* in wenigen regelmässig zerstreuten Nestern beobachtet. Die einzelnen Schüppchen sind farblos, ohne jeden Pleochroismus; sie zeigen eine auffallende graue Interferenzfarbe, ihr optischer Charakter ist positiv, was in Verbindung mit der geraden Auslöschung auf *Pennin* schliessen lässt. *Apatit* und *Pyrit* sind zum Teil in prachtvollen, idioblastischen Kristallen vorhanden, aber nur in ganz vereinzelt Individuen. Sehr zahlreich findet sich *Turmalin* in langen, oft zerbrochenen, prismatisch begrenzten Stengeln. Er ist optisch negativ und zeigt folgenden Pleochroismus.

O > E
graublau farblos,

Die starke *Anreicherung* von *Turmalin* und *Titanit*, die sich vom Kalkphyllit nach dem Marmor gegen die Grenze des Grünschiefers hin bemerkbar macht, lässt die Vermutung, der vorliegende Marmor könnte ein exomorphes Kontaktprodukt eines gabbroiden Magmas sein, als nicht ganz ausgeschlossen erscheinen (vgl. *Rosenbusch*, l. c., Bd. II, 1, S. 387).

2. Östlich der Visp findet sich der Dolomit hauptsächlich am *Rande der Gantermulde*. Er bildet auf weite Strecken die Grenze dieser Orthogneise gegen die Bündnerschiefer oder den Gips.

Zur Trias des «*Löffels*» von *Visperterminen* gehört wahrscheinlich der Dolomitzug der von Moorackern nach Barmühle über den Riedbach gegen die Visp hinunterzieht (vgl. Tafel I und III). Auf dem rechten Ufer des Riedbaches ist folgendes Profil aufgeschlossen (Fig. 12).

Der Dolomit, ziemlich feinkörnig, zeigt eine leicht gelbliche Farbe; er geht gegen das Hangende, einen schwärzlichen Marmor, in dolomitischen Kalkstein über, während er im Liegenden von Kalkschiefern unterteuft wird, gegen die er mit scharfer Grenze getrennt ist. Der hangende Marmor zeichnet sich aus durch einen starken Gehalt an Biotit; die zahlreichen Glimmerblättchen können makroskopisch

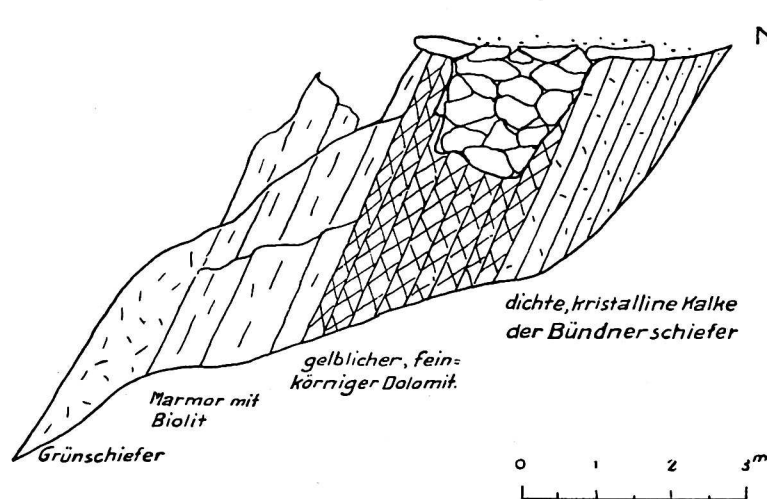


Fig. 12. Triasprofil unterhalb Barmühle.

leicht erkannt werden. Marmor und Dolomit weisen eine Gesamtmächtigkeit von 3,8 m auf. Der Marmor wird von Grünschiefern anscheinend konkordant überlagert; leider ist die Grenzfläche nirgends deutlich aufgeschlossen.

Der *Marmor* tritt im Aufnahmegebiet gegenüber dem Dolomit stark zurück. Der grösste Aufschluss findet sich im Wald südöstlich oberhalb Ober Stalden, der anscheinend in den Kalkschiefern eingelagert ist. Ein zweites Vorkommen findet sich bei Salemboden im Hangenden der graphitischen

Schiefer. Das nur wenige Meter mächtige Marmorlager ist hier durch Kalkschiefer von den überlagernden Grünschiefern getrennt.

Der *Gips* erscheint im Aufnahmegebiet in vier Aufschlüssen. Der grösste findet sich bei *Aareggen*; er reicht hinunter bis in den Staldbach, der durch einen kleinen Bergsturz aus der leicht verwitternden Gipsmasse auf zirka 100 m völlig zugedeckt wurde.

Ein weiterer wurde im *Riedbach unterhalb Muggi* aufgefunden. Wie bei Aareggen, bildet der Gips hier das Hangende des peripherischen Dolomits der Gebidemantiklinale.

Am Rande der *Gneise von Visperterminen* konnte der Gips nur an einer Stelle südlich «Erb» beobachtet werden, und zwar überlagert er hier die randlichen Graphitschiefer (vgl. Tafel I).

Das Gipsvorkommen im Liegenden der Marmorfelsen nördlich Warthaus gehört anscheinend zur Triashülle der *Teilantiklinale von Ober Stalden*.

2. Kalkphyllite der Bündnerschiefer.

Die Bündnerschiefer des Vispertals zeichnen sich entsprechend ihrer Ausbildung in *penninischer Facies* durch zahlreiche Linsen und Lager von ophiolitischen Gesteinen aus, die im folgenden Abschnitt besprochen werden.

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer halten wir auch hier für liassisch. Die Grenze gegen die Trias ist nicht immer scharf, so dass die Zugehörigkeit gewisser grauer, dichter, zum Teil marmorisierter Kalke zum Lias oder zur Trias unsicher ist.

Die Bündnerschiefer sind in ihrer Gesamtheit schiefrige, kalkige, zum Teil quarzige Sedimente, die durchwegs hochmetamorph ausgebildet sind. Im Vispertal lassen sich *zwei extreme Typen* der Kalkphyllite unterscheiden, die durch zahllose Übergänge miteinander verknüpft sind.

Ein feinschiefriger, oft ausgesprochen blättriger Schiefer, der eine graue bis fast schwarze, oft aber auch die typische dunkelviolette Farbe der Glanzschiefer aufweist. Sie wird anscheinend durch kohlige Substanzen in Verbindung mit Pyrit hervorgerufen, der in feinsten Zerstreuung beigemischt ist. Zu ihrem Charakteristikum gehört ferner die seidenglanzende Schieferungsebene sowie eine äusserst intensive Fältelung, die zahlreichen Faltenumbiegungen, Risse und Verwerfungen sind dabei fast durchwegs mit Calcit und Quarz erfüllt.

Ein grauer, deutlich geschieferter Kalk mit linsenförmig marmorisierten Partien findet sich in der Magenhornmulde und im Rohrbachtobel, ferner in der Felswand nordöstlich Zeneggen, hier ohne marmorisierte Zwischenlagen. Das Gestein erscheint auf dem Hauptbruch schwärzlich mit leichtem Seidenglanz, bedingt durch Graphit und Sericit, die in feinen Lagen das Gestein durchziehen und so eine deutliche Lagentextur hervorrufen. In einzelnen marmorähnlichen Varietäten wird diese Textur durch zahlreiche plattgedrückte Linsen völlig weissen Calcits verstärkt. Unter dem Mikroskop erkennt man die deutliche Kristallisationsschieferung, die nicht nur durch die hauptsächlichlichen Träger der Schieferigkeit, Sericit und Graphit, hervorgerufen wird, sondern auch durch den Calcit, dessen einzelne Individuen in der Schieferungsrichtung gestreckt erscheinen. Die Struktur ist granoblastisch, und zwar mittel- bis grobkörnig. Die Hauptgemengteile sind Calcit, Sericit und Quarz; als Neben- und Übergemengteile treten auf: kohlige Substanzen, Albit, Granat, Pyrit.

Unter den Hauptgemengteilen überwiegt der Calcit quantitativ bei weitem. Im allgemeinen ist er arm an Einschlüssen; neben seltenen Quarzeinsprengungen tritt häufiger kohlige Substanz in die Calcitindividuen ein, die in einzelnen Partien des Gesteinsgewebes wie schwarz bestäubt erscheinen. Der Quarz ist völlig wasserklar, sozusagen ohne jede Einschlüsse, gleich dem Sericit findet er sich in erheblich geringeren Mengen als der Calcit. Der Sericit durchdringt ziemlich gleichmässig das ganze Gewebe, eine gewisse Anreicherung des Minerals kann höchstens in einzelnen besonders stark mit kohligem Substanz imprägnierten Partien konstatiert werden. Die übrigen Gemengteile, mit Ausnahme der kohligen Substanz, werden nur spärlich angetroffen.

Besonders bemerkenswert für die Bündnerschiefer des Vispertales sind graphithaltige Typen, die in ihrer Ausbildung den entsprechenden Casannaschiefern durchaus entsprechen und nur durch ihren grossen Kalkgehalt lithologisch von denselben sich unterscheiden. Die Art der Lagerung inmitten der Kalkphyllite und triassischer Gesteine weist auf ihr mesozoisches Alter. Die beiden wesentlichen Vorkommen am Staldbach südlich Visp und im Rohrbach ob Staldenried sind bereits beschrieben worden (vgl. Fig. 2 und Fig. 3, S. 91 bzw. 92).

In den beschriebenen kalkigen Bündnerschiefern treten fernerhin an mehreren Stellen kleine unbedeutende Lager von *grünem, quarzigem Schiefer* auf. Das Gestein erscheint im Handstück schwärzlichgrün, mit starkem Seidenglanz auf dem Hauptbruch, der eine feine Druckriefung erkennen lässt, im grossen

ganzen aber schön ebenflächig entwickelt ist. Deutlich zeigt der Querbruch die feine Schieferung, die durch eine Art Lagentextur bedingt ist. Zwischen weissen Quarzlagen schalten sich papierdünne Lamellen von Sericit und Pennin ein; oft ist die Schieferungsebene auch durch einzelne Lagen rötlichen Calcits markiert. An einem Handstück aus dem schon erwähnten Rohrbachumgehungsstollen erkennt man unter dem Mikroskop eine deutliche Kristallisationsschieferung; sie gibt sich in der Ausbildung von Sericit und Pennin zu erkennen, die in feinen Flasern mittelkörnige, *granoblastische Linsen* von Quarz umhüllen und so eine lentikuläre Textur bedingen. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, untergeordnet Albit, Pennin und Sericit. Als Neben- und Übergemengteile treten auf Calcit, Apatit und Limonit.

Der Quarz ist wasserklar, fast ohne Einschlüsse, er bildet ein granoblastisches Grundgewebe mit Zahnstruktur. Die einzelnen Quarzkörner sind in der Stressrichtung oft gestreckt; auch ist eine gewisse Übereinstimmung der optischen Orientierung unverkennlich, indem die Richtung der grössten Elastizität sehr oft mit dem grössten Durchmesser der einzelnen Körner zusammenfällt. Es handelt sich um die Erscheinung der sogenannten «Gefügeregelung»¹⁾. Der Pennin zeigt undulöse Auslöschung, deutlichen Pleochroismus α = gelb

β und γ = grün und die typische abnormale lavendelblaue Interferenzfarbe. Der Pennin tritt in langgestreckten Schüppchen auf, die durch die basalen Spaltflächen begrenzt werden. Die oft gebogenen und gekrümmten Individuen zeigen ihre grösste Ausdehnung meist parallel der Schieferungsebene; sie liegen im allgemeinen zwischen den einzelnen Körnern des Grundgewebes, das sie in lichten Schwärmen durchsetzen. Ein ganz analoges Auftreten zeigt der Sericit, der fast durchwegs mit Pennin parallel verwachsen ist oder mit diesem Mineral zusammen in gewebeartigen Aggregaten vorkommt. Von den Nebengemengteilen sei vor allem ein basischer Albit mit zirka 7–10 % An erwähnt, der mit Hilfe der Methode von Becke und an Schnitten $\perp \alpha$, die eine Auslöschungsschiefe von 14° gegen die Albitlamellen ergaben, genau bestimmt werden konnte. Da der Albit fast frei von Einschlüssen ist und Zwillingsbildungen selten sind, so gelingt die Unterscheidung vom Quarz meistens nur mit Hilfe des Konoskops. Calcit tritt in unregelmässigen Fetzen längs der Schieferungsebene auf; er dürfte ein Infiltrationsprodukt sein.

Die Bündnerschiefer im Vispergebiet sind ebenso wie die analogen Schichten im Simplongebiet durchaus fossilifer²⁾. Ihre Altersbestimmung als Lias kann somit nur in Analogieschlüssen aus der Lagerung versucht werden.

M. Bertrand (Lit. 6, S. 157–162) hat für den grössten Teil der «schistes lustrés» in der «zone du Briançonnais» sowohl als in der «zone du piémont» triassisches Alter postuliert. Nach Kilian und Révil (Lit. 22, S. 204–207) ergeben die neuern Untersuchungen für die Hauptmasse der Kalkschiefer der Zone von Piemont ein mittelmitteljurassisches Alter, wobei allerdings die tiefsten Horizonte gleichfalls als Äquivalente der Trias betrachtet werden. Diese piemontesische Zone wird von E. Haug (Lit. 24, S. 1638) in die Geosynklinale von Piemont, in die Geoantiklinale des Briançonnais und in die Geosynklinale des Wallis eingeteilt. Diese letztere umfasst nach E. Argand (Lit. 38, S. 166) und andern die Bündnerschiefer im Liegenden der Bernhard- und der Simplondecken; sie kommt also für das Vispertal allein in Betracht. Für die Facies der Walliser Geosynklinale ist das nur sporadische Auftreten des Quarzites der untern Trias typisch, ihr Äquivalent bilden die basalen Horizonte der Bündnerschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Grünschiefern. Das triassische Alter dieser Horizonte wird von mehreren Autoren übereinstimmend postuliert (vgl. H. Preiswerk, Lit. 16, S. 2; E. Argand, Lit. 23, S. 13; Lit. 28; A. Rothpletz, Lit. 35, S. 102).

3. Ophiolitische Gesteine.

Das Auftreten ophiolitischer Gesteine ist, wie dargelegt worden, ein Charakteristikum der Bündnerschieferformation des Vispertales. Diese ophiolitischen Gesteine sind a) Grünschiefer, d. h. feldspatführende, hornblendereiche Schiefer, b) eigentliche Serpentine, die von Asbestbildungen begleitet sind,

¹⁾ Br. Sander. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherma's Mineral. Petrog. Mitteil. N. F., Bd. 30, S. 281–315.

²⁾ Die von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 18, S. 21) in den Bündnerschiefern zwischen Nufenen und Brig gefundenen Fossilien aus dem Lias gehören in die Zone der «gotthardmassivischen» Bündnerschiefer.

und c) Ofensteine und Talkschiefer. Diese drei Gesteinstypen sind geologisch eng miteinander verknüpft, sie treten innerhalb der Kalkphyllite der «Gantermulde» auf der östlichen Talseite auf und erreichen noch grössere Verbreitung innerhalb der Magenhornmulde von Riedji östlich der Visp bis nördlich Zeneggen westlich der Visp.

Grünschiefer.

Die Grünschiefervorkommen des Vispertales teile ich nach Art ihrer Lagerung in: a) *intrusive, massige Grünschiefer*, β) *tuffoide Grünschiefer*. An den intrusiven Grünschiefern wurden Kontakterscheinungen beobachtet, die einerseits als Bildungen des *endomorphen*, anderseits als solche des *exomorphen* Kontakts gedeutet werden. Auffallenderweise fanden sich bei ein und demselben Grünschiefervorkommen nirgends beide Erscheinungen eines vollständigen Kontakthofes vereinigt. Ich teile demnach

a) die **intrusiven, massigen Grünschiefer** in zwei Gruppen.

1. Grünschiefer mit endomorphen Kontakterscheinungen.

Die neu aufgefundene *Grünschieferlinse südlich des Schlüsselackers* liefert das interessanteste Beispiel für die Kontaktphänomene dieser Gruppe. Die Linse ist in nordsüdlicher Richtung auf eine Distanz von 60—70 m sichtbar (vgl. das Profil Fig. 13). Ungefähr in der Mitte des Aufschlusses bemerkt man eine 5 m breite, hervorstehende Rippe eines *massigen Albitamphibolits*. Diese Rippe enthält zahlreiche grössere und kleinere Linsen von Calcit. Die grünliche Farbe dieses Amphibolits wird durch Hornblendeputzen erzeugt, die durch ihre Anordnung dem Gestein eine massige, völlig richtungslose Textur verleihen. Unter dem Mikroskop macht man die überraschende Feststellung, dass deutliche *Relikte* einer *ophitischen Primärstruktur* vorhanden sind. Die *Hauptgemengteile* sind: *Hornblende*, *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Neben- und Übergemengteile* treten auf *Titanit*, *Leukozen* und *Erzstaub*.

Die *Hornblende* zeigt eine Auslöschungsschiefe von 19° ; ihre Absorptionsfarben sind schwach

$$c = b > a$$

saftgrün olivgrün gelbgrün,

die Axenebene verläuft parallel (010). Sie tritt in vereinzelt grössern Individuen auf, die ausschilfern, sie zeigt hin und wieder Zwillingsbildung nach (100); meistens aber erscheint sie in langen, feinen Nadeln, die sich oft in paralleler Anordnung zu grössern Partikeln vereinigen.

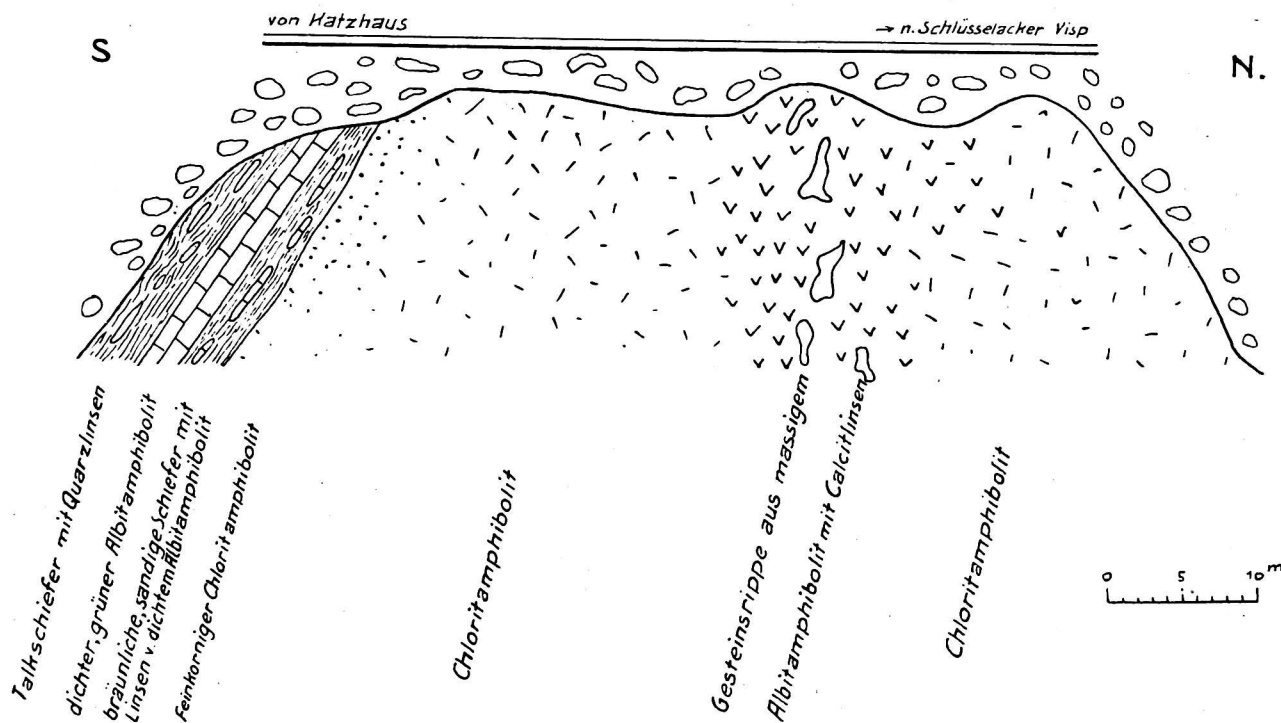


Fig. 13. Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ mit einer durchschnittlichen Auslöschungsschiefe gegen M von 12° , entsprechend einem 5 % Anorthitgehalt, bestimmt. Auffallend ist die stets ausgeprägte, leistenförmige Ausbildung der Albitindividuen, die in ihrer Lage sehr deutlich eine *ehemalige Ophitstruktur* erkennen lassen. Der Albit ist unzweifelhaft sekundärer Entstehung; er dürfte aus einem basischeren Kalknatronfeldspat hervorgegangen sein, dessen Anorthitgehalt im Epidot erhalten bleibt. Diese Epidotisierung kann im Gestein allerdings nicht mehr direkt beobachtet werden.

Der *Chlorit* bildet schöne Rosetten, die infolge der schwach schief zueinandergestellten Chloritblättchen eine undulös wandernde Auslöschung hervorrufen. Der *Epidot* tritt in Form des *Pistazit* auf, der, in unregelmässigen Flecken von niedriger doppelbrechenden, eisenärmern Partien durchwachsen, oft auch umrandet wird. Der Epidot begleitet durchwegs den Albit. Der *Calcit* bildet unregelmässige Körner in Verbindung mit Chlorit. Auch diese beiden Mineralien scheinen sekundäre Bildungen zu sein, die mit dem primären Charakter des Gesteines nichts zu tun haben.

Dieser Albitamphibolit mit der ophitischen Reststruktur geht nach Norden wie nach Süden im Aufschlusse allmählich in *Chloritamphibolit* über, der die Hauptmasse der ganzen Linse ausmacht. Das Gestein unterscheidet sich vom vorherbesprochenen im Handstück durch die Textur, die eine leichte Schieferigkeit verrät. Strukturell steht das Gestein dem Albitamphibolit sehr nahe; es zeigt gleichfalls eine granoblastische bis poikiloblastische Struktur, weniger deutlich ist dagegen die ophitische Reststruktur. Der Mineralbestand ist derselbe, nur tritt hier als Übergemengteil noch *Biotit* hinzu.

Der *Albit* zeigt hin und wieder Zwillingsbildung und Spaltrisse. Er weist eine typische Siebstruktur auf, indem er von den andern Komponenten erfüllt ist. Die *Hornblende* lässt nur schwache Absorptionsfarben nach dem gewöhnlichen Schema erkennen; allerdings verraten die im Albit eingebetteten Nadelchen eine ausgesprochene bläuliche Nuance in der Richtung von c .

Die grössern Individuen sind von feinsten Titanitkörnern durchschwärmt, die als ein Entmischungsprodukt ehemals titanreicherer Hornblendes aufgefasset werden. Weit verbreitet ist eine starke Chloritisierung der Amphibole, die allerdings nirgends zur Bildung von wohlungrenzten Pseudomorphosen führt. Oft entstehen eigentliche Chloritputzen, die nur noch von einzelnen langen Hornblendenaedeln durchspiesst werden. Die häufige Verwachsung von Biotit und Chlorit zeigt aber deutlich, dass ein Teil des Klinochlors auch aus dem Biotit hervorgegangen ist. Der *Chlorit* ist optisch positiv; er zeigt einen schwachen Pleochroismus nach dem Schema

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{grün} & & \text{hellgelb,} \end{array}$$

er dürfte dem Klinochlor am nächsten stehen. Der *Epidot* ist in zahllosen Individuen im ganzen Gesteinsgewebe verteilt; gelegentlich sammeln sich die einzelnen Körner zu grössern Aggregaten. Es handelt sich auch hier hauptsächlich um Pistazit, der randlich fast durchwegs von eisenärmern Partien begleitet wird, die dem *Klinozoisit* nahestehen dürften. Eigentlicher *Zoisit* tritt stark zurück, er ist nur im Albit in Form kleinster Säulchen zu finden. Der *Leukoxen*, in grössern Fetzen und stets von Erzstaub stark getrübt, scheint ein Umwandlungsprodukt grösserer Titanerzpartien darzustellen. Der *Biotit* tritt nur als Übergemengteil auf, doch weist seine öftere Vergesellschaftung mit Chlorit auf ein primär häufigeres Auftreten. Sein Pleochroismus ist:

$$\begin{array}{ccc} a = b & > & c \\ \text{braungelb} & & \text{hellgelb.} \end{array}$$

Im konvergenten Licht zeigt sich ein sehr geringer Axenwinkel.

Dieser grobkörnige Chloritamphibolit unterscheidet sich vom zuerst besprochenen Typ durch die stärkere Chloritisierung; als eine Folge der sich auch textuell kundgebenden kräftigern Metamorphose gegen den südlichen Rand der Linse geht er allmählich in einen feinkörnigen *Chloritamphibolit* über. Er unterscheidet sich vom erstern durch sein dichteres Gefüge, die bedeutend kleinern Hornblendeputzen und das Auftreten von Biotit. Die *Textur* ist richtungslos massig, die *Struktur* granoblastisch bis poikiloblastisch, die Relikte der Ophitstruktur sind vollständig verschwunden. Der Mineralbestand weicht von demjenigen des grobkörnigen Chloritamphibolits nicht ab. Der *Albit* ist durch seine schwach niedrigere bis fast gleiche Lichtbrechung wie der Kolloit gekennzeichnet. Er bildet im grossen ganzen ein Grundgewebe, in welchem die übrigen Komponenten poikiloblastisch ein-

geschlossen sind, wobei allerdings eine besonders reiche Durchspickung mit Zoisit stattfindet, so dass wohl von *Saussuritisierung* gesprochen werden kann. Die Farbunterschiede der *Hornblende* lassen auf den Übergang einer proterogenen bräunlichen, über die gemeine, grüne in eine nahezu farblose tremolitische *Hornblende* schliessen. Die bräunliche *Hornblende* wird nur ganz vereinzelt angetroffen, mit einer leicht braunen Absorptionsfarbe nach *b*. Mit zunehmender Ausbleichung zeigt sich folgender Pleochroismus:

$$\begin{array}{ccccc} c & = & b & > & a \\ \text{saftgrün} & & \text{gelbgrün} & & \text{hellgelb bis farblos,} \end{array}$$

was auf *gemeine Hornblende* schliessen lässt, die im Gesteinsgewebe die weiteste Verbreitung aufweist. Ihre Auslöschungsschiefe beträgt $c : c = 23^\circ$; mit zunehmender Ausbleichung sinkt sie; bei der fast farblosen *tremolitischen Hornblende* ist $c : c = 17^\circ$ zirka. Parallel diesem Übergang in blassgefärbte *Hornblende* geht eine zunehmende Auflösung der grössern Individuen in schilfige *Hornblende*. Häufig erscheint inmitten der *Hornblenden Biotit*, ohne dass aber Parallelverwachsungen auftreten. Die beiden Mineralien sind gleichen Alters; ihre Vergesellschaftung spricht für ihre gemeinsame Entstehung als Umwandlungsprodukt.

Der *Epidot* findet sich auch hier hauptsächlich in grössern *Pistazitindividuen*, deren Eisengehalt nach aussen abnimmt. *Zoisit* ist in feinen Nadelchen und Säulchen ausgebildet, die den Albit wirr durchspiesen; es dürfte sich um *Saussuritisierung* handeln.

Leukoxen, stets von winzigen Titanerzresten getrübt, durchschwärmt in kleinsten Fetzen oder grössern Haufenwolken das ganze Gestein.

Dieser feinkörnige Chloritamphibolit wird gegen Süden längs einer scharfen Grenze von einem bräunlichgrünen, sandigen Schiefer überlagert, der anscheinend einen stark *verwitterten Grünschiefer* darstellt. Diese verwitterte Schicht zeigt eine Mächtigkeit von zirka 50 cm (im Profil Fig. 13 übertrieben); sie enthält zahlreiche bis 1 m lange und 5–10 cm dicke Linsen des unverwitterten Grünschiefers. Es ist ein hellgrüner, fast vollkommen dichter *Albit-Amphibolit*. Unter dem Mikroskop gibt sich die *Textur* als deutlich lagenförmig mit wenig ausgeprägter Kristallisationsschieferung zu erkennen. Die *Struktur* ist feinkörnig, granoblastisch bis poikiloblastisch. Der Mineralbestand ist der folgende: *Hauptgemengteile* sind *Albit*, *Hornblende* und *Epidotmineralien*; als *Neben- und Übergemengteile* treten Titanit und spärlich Biotit und Chlorit auf. Der *Albit* bildet ein feinkörniges Grundgewebe, in dem *Hornblende* und *Epidotmineralien* bald unregelmässig verteilt, bald lagenweise stark angereichert sind. In diesen Lagen verschwindet der *Albit* fast vollständig; sie treten makroskopisch als dichte, grüne Bänder in Erscheinung. Die *Hornblende* findet sich in Form der *gemeinen grünen* und der *tremolitischen Hornblende*, deren optische Eigenschaften mit denjenigen des S. 107 ff. aus dem massigen *Albitamphibolit* im Zentrum der Linse übereinstimmen. Der *Epidot* erscheint hauptsächlich als *Pistazit*; er fällt auf durch seine gute Begrenzung nach den Querdomen. Die randliche, unregelmässige Umwachsung mit eisenärmern Partien findet sich auch hier. *Zoisit* begleitet in ganz untergeordneter Quantität mit *Titanitkörnchen* zusammen den *Albit*. Der *Biotit* ist nur ganz spärlich vorhanden. In einigen Fällen konnte das Ausbleichen des kaffeebraun gefärbten Minerals und parallel damit der Übergang in Chlorit beobachtet werden.

Über den stark verwitterten, bräunlich-sandigen Schiefen folgt eine metermächtige Bank eines dichten, grünlichen, mit braunen Flecken erfüllten *Albitamphibolits*. Er weist eine äusserst feine, kaum sichtbare Schieferung auf, die im Verein mit zwei ungefähr senkrecht aufeinanderstehenden Kluftsystemen die charakteristische Teilung der ganzen Bank in einzelne Rhomboide verursacht. Das Mikroskop zeigt, dass ein Gestein vorliegt, welches dem oben beschriebenen, linsenförmigen *Albitamphibolit* sehr ähnlich ist. Sie unterscheiden sich im Mineralbestand insofern, als hier kein Biotit und Chlorit auftritt, und vor allem texturell und strukturell. Hier zeigt sich eine ausgeprägte, typische *Kristallisationsschieferung*. Die feinen *Albitkörnchen* sind sämtliche nach der Texturebene verlängert; auch die *Hornblendenädelchen* zeigen eine weitgehende Parallelordnung in der Schieferungsebene, wobei die einzelnen Individuen oft eine bedeutende Länge erreichen. Die übrigen Komponenten, wie *Pistazitkörnchen*, *Zoisitstengelchen* und Titanit, erhalten keinen Einfluss auf die Textur. Nahezu senkrecht zur Schieferungsebene ist das Gestein von feinen Klüften durchzogen, die stets von *Albit-* und *Quarz-*

körnern ausgeheilt sind. Das zweite Kluftsystem, parallel der Schieferung, wird von Carbonat ausgefüllt, das die Albitklüfte ungehindert durchsetzt. Der Calcit ist also offenbar ein jüngeres Infiltrationsprodukt.

Als äusserste Hülle gegen die mit Gehängeschutt überdeckten Kalkschiefer folgt eine zirka $1\frac{1}{2}$ m mächtige Schicht eines stark quarzitisches Talkschiefers, dessen Quarzgehalt zur Bildung ausgedehnter Linsen führt. Mit der Annäherung an die Kalkphyllite zeigt sich eine zunehmende Dünnschiefrigkeit.

Die hier beschriebenen Amphibolite aus der Grünschieferlinse südlich Schlüsselacker müssen als die höchstveränderten Erscheinungsformen eines gabbroiden Magmas aufgefasst werden. Die Reste der ophitischen Struktur, wie sie in der leistenförmigen Ausbildung des Albits im Zentrum der Linse noch deutlich zu erkennen sind, sprechen für einen *metamorphen Diabas*. Während die gegen den Rand der Linse hin zunehmende mechanische Deformation der Struktur und zum Teil auch die Veränderung des Mineralbestandes eine Folge der Dynamometamorphose darstellt, entspricht die ebenfalls gegen den Rand hin sich geltend machende Abnahme der Korngrösse einer primär verschiedenen Ausbildung der Struktur. Ich halte die beschriebene Bank (S. 107, vgl. Fig. 13) des dichten, grünlichen Albitamphibolites für einen metamorphen *Spilit*, eine *endomorphe Kontakterscheinung*. Nach H. Rosenbusch (l. c., Bd. II, S. 1271) fehlen selbst in unveränderten Spiliten häufig jede Andeutungen von Mandelsteinstruktur; ihr Nichtvorhandensein in dem beschriebenen Gestein spricht also jedenfalls nicht gegen seinen spilitischen Charakter.

Andeutungen dieser endomorphen Kontakterscheinung finden sich auch in der kleinen *Grünschieferlinse westlich über dem Schlüsselacker* am Weg nach Zeneggen. Obwohl es hier nicht zur Ausbildung des dichten, spilitähnlichen Gesteines kommt, macht sich doch auch hier deutlich eine randlich feinkörnigere Ausbildungsform geltend.

2. Grünschiefer mit exomorphen Kontakterscheinungen.

Die Gesteine dieser Gruppe bilden die Hauptmasse der Grünschiefer im Vispertal; es sind Amphibolprasinite, Chloritprasinite (Ovardit) und Amphibol-Klinozoisitschiefer, die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 298—302, 316, und Lit. 16, S. 8—9) eingehend beschrieben wurden. Sie sind charakterisiert durch das Auftreten von dichtem bis feinkristallinem *Albit-Epidotfels* (vgl. H. Preiswerk, Lit. 14, S. 302—306) an der Grenze gegen die Kalkschiefer. Der Albit-Epidotfels wird als exomorphes Kontaktprodukt, als *adinolartiges* Gestein gedeutet.

Die grosse *Grünschiefermasse am Fuss der Felswand*, die sich von der Kalk- zur Hohen Fluh hinzieht, bildet das ausgedehnteste Vorkommen dieser Gruppe. Der Grünschiefer ist ein *biotitführender Albitamphibolit* (Ovardit), der unter dem Mikroskop folgende Hauptgemengteile erkennen lässt: Albit, grüne Hornblende, Chlorit und Epidotminerale, als Nebengemengteile sind zu erwähnen Apatit, Ilmenit und Leukoxen; einziger Übergemengteil bildet Biotit, der zum Teil völlig frisch erhalten ist und folgenden Pleochroismus zeigt:

$$c = b > a$$

kaffeebraun hellgelb.

Er wandelt sich öfters in negativen Pennin um, an dessen Stelle nachträglich optisch positiver, schief auslöschender *Klinochlor* tritt. Die *Struktur* ist granoblastisch bis lepidoblastisch, die *Textur* verworren schiefrig.

An dieser Basis der Grünschiefermasse südlich Katzhaus finden sich die von H. Preiswerk (Lit. 14, S. 303) eingehend beschriebenen *adinolartigen Kontaktgesteine*; sie umschliesst gleichfalls die S. 110 eingehend besprochene Dolomitlinse mit ihren auffallenden Kontakterscheinungen.

Zur gleichen Gruppe von Grünschiefern zähle ich die grosse Masse von Ovardit, welche sich von Punkt 1141 nördlich Zeneggen bis südlich über die Hohe Fluh verfolgen lässt. Das Liegende der Grünschiefer bildet zum Teil der weithin leuchtende Dolomit der Kalkfluh; leider ist der Kontakt unzugänglich. Mit dem Auskeilen des Dolomites treten auf kurze Distanz die besprochenen (S. 101) Sericitquarzschiefer des untern Zuges von Eich im Liegenden des Ovardits auf. Von den beiden Dolomitlinsen im Hangenden der Grünschiefermasse (vgl. Tafel I und III) ist die südliche durch Kalkschiefer vom Ovardit getrennt (vgl. Fig. 11, S. 103), während der Kontakt des nördlichen Dolomits auf einige Meter

Distanz aufgeschlossen ist (vgl. Tafel I), ohne dass Erscheinungen der Kontaktmetamorphose zu beobachten sind.

Das langgestreckte *Grünschieferlager*, welches sich vom *Riedbach bis zum Breiterbach* längs der Gneiszone von Visperterminen verfolgen lässt, gehört ebenfalls zu den intrusiven Grünschieferlagern, das gilt auch für den *Albitamphibolit* der südlichsten Linse im Rohrbachumgehungsstollen (vgl. Fig. 3, S. 29). Das Gestein ist undeutlich geschiefert und zeigt die typische Körnelung des Ovardits. Unter dem Mikroskop findet man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Hornblende*; als *Neben- und Übergemengteile*: *Klinozoisit*, *Titanit*, *Leukoxen*, *Quarz*, *Pyrit* und *Rutil*. Das Gestein entspricht einem *Prasinit* (vgl. *H. Preiswerk*, Lit. 14, S. 310). Auffallend ist nur das Auftreten von Quarz in einzelnen spärlichen Nestern, die sich aus zahnstruierten, undulös auslöschenden Individuen aufbauen.

Der *Amphibolit* der *Grünschieferlinse nordöstlich oberhalb Visperterminen* ist gleichfalls ein typischer Vertreter dieser Gruppe. An der Peripherie der Linse finden sich an mehreren Stellen *adinolartige Gesteine*, die einige Zentimeter bis Dezimeter mächtige Lager bilden und mit den erwähnten von *H. Preiswerk* (Lit. 14, S. 302—306) beschriebenen Kontaktgesteinen völlig übereinstimmen.

β) **Die tuffoiden Grünschiefer** erscheinen auf dem östlichen Ufer der Visp in zahlreichen Vorkommen.

Die neu entdeckte *Grünschieferlinse westlich Hinter Stalden* tritt in direkten Kontakt mit Gips (vgl. Tafel I); wenige Meter von der Anlagerungsfläche zeigt der Grünschiefer eine schmutziggrüne Farbe. Ein Handstück aus dieser Zone zeigt, dass sich das Gestein aus feinkörnigem Grünschiefermaterial mit schmalen Zwischenlagen von Quarz und Calcit aufbaut. Unter dem Mikroskop erkennt man als *Hauptgemengteile*: *Albit*, *Chlorit* und *Epidot*; als *Nebengemengteile*: *Quarz* und *Calcit*; als *Übergemengteile*: *Hornblende*, *Titanmineralien*, *Eisenerz* und *Apatit*. Die *kristalloblastische Reihe* ist: Erze und Titanitmineralien und Apatit, grüne Hornblende, Pistazit, Chlorit, Albit, Quarz und Calcit. Die *Struktur* kann als *granoblastisch* bis *lepidoblastisch* bezeichnet werden; die *Textur* ist insofern *lagenförmig*, als wenig scharf begrenzte Lager von Quarz und Calcit das *Albitchloritepidot*-Gesteinsgewebe durchsetzen. Diese fast reinen Grünschieferpartien zeigen einen ausgesprochenen *Ovarditcharakter*. Sie bestehen aus: *Albit*, der stets rundlich oder doch nahezu isometrisch ausgebildet ist. Spalttrisse sowie Albitzwillinge sind nicht sehr häufig. Die Auslöschungsschiefe an Schnitten $\perp a$ gegen M zeigt zirka 12° , was einem sauren Albit mit zirka 5 % An entspricht. Der Albit ist siebstruiert, die zahlreichen Einschlüsse bestehen aus feinen Hornblendenädelchen, Chloritschüppchen und Quarz. Der Chlorit umfließt den Albit gewöhnlich derart, dass die einzelnen Individuen gleichsam als Pseudoeinsprenglinge in einer Grundmasse von Chlorit schwimmend erscheinen; es bildet sich die typische Ocellarstruktur aus. Der *Chlorit* ist grün zu gelbgrün pleochroitisch, die Auslöschungsschiefe beträgt bis zu 5° , was im Verein mit dem positiven optischen Charakter auf *Klinochlor* hinweist. Der *Epidot* ist ein blass gelbgrüner *Pistazit*, dessen lange Stengel fast ausnahmslos im Chlorit schwimmen. Sie beherbergen als Einschlüsse oft Hornblendenädelchen.

Als *Eisenerzreste* erscheinen neben wenig *Magnetit* schöne Kristalle von *Pyrit*, öfters in Verwachsung mit Magnetit, seltener teilweise *limonitisiert*, sowie *Ilmenitresten*. Aus letztern sind die trüben *Leukoxenhaufenwerke* und die elliptischen bis spindelförmigen *Titanitkörnchen* hervorgegangen, die massenhaft im Chlorit, teilweise auch im Albit angetroffen werden. Die *Hornblendenädelchen*, die bald in paralleler, bald in wirrer Anordnung den Albit durchspicken, gehören der *gemeinen, blaugrünen Hornblende* an. Ihr Pleochroismus ist

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & \text{grün} & & \text{gelbgrün}, \end{array}$$

die maximale Auslöschungsschiefe erreicht 27° . Es bleibt noch der *Apatit* zu erwähnen, der in plumpen Säulchenfragmenten oder in rundlichen Körnern auftritt.

Diese hier beschriebenen Gesteinspartien werden nun von den schon makroskopisch sichtbaren *Quarz-Calcitlagen* durchsetzt. Der *Quarz* unterscheidet sich darin vom Albit durch die Armut an Einschlüssen sowie durch seine undulöse Auslöschung. Bald bildet der Quarz kleinere Nester, bald treten die einzelnen Körner zu grössern Lagen zusammen, die dann stets von *Calcit* begleitet werden. Er be-

sitzt durchwegs Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2} R$, die oft geschweift sind und dementsprechend ebenfalls undulierende Auslöschung aufweisen. Beide Mineralien, besonders aber der Calcit, finden sich neben ihrem Auftreten in diesen Lagen in einzelnen Körnern im ganzen Gestein verteilt.

Diese eigentümliche Mischung von Quarz und Calcit mit dem als Diabasderivat aufzufassenden Epidotalbitschiefermaterial lässt sich wohl am ehesten durch submarine Tuffbildung erklären.

Ein weiteres Beispiel eines solchen *Grünschiefertuffs* fand sich am *Talweg Visp-Neue Brücke* unmittelbar *südlich des Staldbachs* am Rande eines neu aufgefundenen Grünschieferlagers gegen die hangenden Kalkschiefer, die nur wenige Meter mächtig sind und von triassischen Sericitquarziten überlagert werden (vgl. Fig. 2, S. 27). Das Handstück zeigt einen ziemlich plötzlichen Übergang von *Grünschiefer* in ein *blaugraues, kalkreiches Gestein*, das nur einen geringen Grünschieferanteil aufweist. Unter dem Mikroskop zeigen die reinen Grünschieferpartien fast den gleichen Mineralbestand wie in dem beschriebenen tuffogenen Epidotalbitschiefer, nur der *Epidot* erscheint hier in der Regel als *Klinozoisit*; gegen die Seite der hangenden Kalkschiefer treten immer mehr *Calcit* und *Quarz* dazu, die zuletzt mit geringen Beimengungen von *Albit* die allein herrschenden werden. Quarz und Calcit zeigen hier sehr deutlich die kataklastischen Phänomene in Form von Biegung der Zwillingslamellen bei Calcit, undulöse Auslöschung und prachtvollen Mörtelkränzen bei Quarz und Calcit. Die *Struktur* ist granoblastisch; die *Textur* schwach schiefrig, zum Teil in der Übergangszone etwas lagenförmig. Das Gestein kann als *Ovardit* bezeichnet werden.

Ein weiteres instruktives Vorkommen von Grünschieferlinsen mit randlichen tuffoiden Partien wurde auch im schon mehrfach erwähnten *Umgehungsstollen im Rohrbach angetroffen* (vgl. Fig. 3, S. 29). Es finden sich hier im Liegenden der Graphitschiefer, welche die Basis der Bernhardzone bilden, drei konkordant zwischen den Kalkschiefern eingeschaltete Grünschieferlager, die nur durch $1\frac{1}{2}$ –2 m mächtige Zwischenschichten von Kalkphylliten voneinander getrennt werden.

Das *nördlichste, grösste dieser Lager* zeigt eine Mächtigkeit von 7 m. Ein Handstück aus den mittlern Partien zeigt einen hellgrünen undeutlich geschieferten *Epidot-Chloritschiefer*, auf dessen Querbruch man feine Albitknötchen erkennt. Unter dem Mikroskop findet man eine verworren schiefrige Textur; die *Struktur* ist *faserig, lentikular*, mit poikiloblastischem Albit. Die *Hauptgemengteile* sind: *Albit, Klinochlor, Epidot* und untergeordnet *Hornblende*. Als *Neben- und Übergemengteile* seien erwähnt: *Leukoxen, Pyrit, Titanit und Apatit*.

Der *Albit* wurde an Schnitten $\perp a$ bestimmt, die eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 13° aufweisen, was einem Anorthitgehalt von 11 % entspricht. Er tritt in grössern und kleinern Körnern auf, die in vereinzelt Fällen völlig einschlussfrei sind, meistens aber typisch siebstruiert. Neben einem *kohligen Pigment*, das sie oft völlig erfüllt, werden sie auch von *Hornblende* und *Epidot* durchschwärmt, während der Chlorit den Albit meist nur umflasert.

Die *Hornblende* ist schwach grünlich, ohne merklichen Pleochroismus, was im Verein mit einer Auslöschungsschiefe von 15 – 17° auf *aktinolitische Hornblende* schliessen lässt. Sie tritt ausserhalb des Albits, fast ausnahmslos untermengt mit Chlorit und Epidot, in faserig-stengeliger Form auf. Der *Chlorit*, dessen optischer Charakter + ist und keinerlei abnorme Interferenzfarben zeigt, dürfte ein *Klinochlor* sein. Er scheint in der Hauptsache aus der Hornblende hervorgegangen zu sein, mit der er sehr oft parallel verwachsen ist. Der *Epidot* tritt sehr häufig auf, fast ausschliesslich in der eisenarmen, niedrig doppelbrechenden Form, die dem *Klinozoisit* nahe stehen dürfte, nur ganz untergeordnet finden sich in den oft durch Querdomen begrenzten Individuen eisenreichere Kerne von *Pistazit*. *Zoisit* kann vereinzelt in kurzen Säulchen im Albit nachgewiesen werden.

Während nun der Grünschiefer gegen die hangenden Kalkschiefer weder seinen Mineralbestand noch die Textur ändert, auch das darüber folgende kaum 2 m mächtige Lager entspricht vollständig dem oben beschriebenen Grünschiefer, so macht sich nach dem Liegenden eine Zunahme der Schieferigkeit geltend; es kommt in der *Nähe des Kontaktes* zu den liegenden Kalkphylliten zur Ausbildung einer ausgesprochenen *Lagentextur*. Sie wird hervorgerufen durch reine Grünschieferpartien, die, mit solchen von Calcit untermischt, mit Quarz wechsellagern. Die Grünschieferlagen entsprechen nach Struktur und Mineralzusammensetzung dem beschriebenen Albitepidotschiefer, nur zeigt sich hier eine bedeu-

tende Anreicherung von *Albit* und *Calcit*, ebenso von *Titanit*, der in Form rundlicher Mikrolite hauptsächlich den *Klinochlor* bis zur fast völligen Undurchsichtigkeit erfüllt. Der *Calcit*, immer mit Zwillingsstreifung und ohne bedeutende Einschlüsse, bildet ein grobkörnig granoblastisches Gewebe, das vereinzelte Nester von *Quarz* enthält, bestehend aus kleinen zahnstruierten, immer undulös auslöschenden Körnern. Auch hier treten die beiden Mineralien nicht nur in den makroskopisch sichtbaren Lagen, sondern auch in einzelnen Individuen zerstreut im ganzen Gestein auf.

Die hier beschriebenen Grünschiefer können als *carbonatreiche Albitchloritschiefer* bezeichnet werden. Charakteristisch ist ihre *Zusammensetzung aus Mineralien der Bündnerschiefer wie auch der Grünschiefer*. Das Material der letztern ist wahrscheinlich ein Diabasderivat, und das ganze Gestein kann als ein *submariner Diabastuff* erklärt werden. Diese Grünschiefer entsprechen den *Albitschiefern*, die von H. Preiswerk (Lit. 16, S. 12) als typisch für den Rand von gewissen Grünschieferlinsen und -lagern beschrieben werden.

Diese tuffoiden Grünschiefer zeichnen sich durch ihr Auftreten in ausgedehnten, wenig mächtigen Lagern aus, die nach ihrer geologischen Stellung zu den erwähnten Ophioliten triassischen Alters gezählt werden können.

In einem dieser *Grünschieferlager* bei *Spiss* (vgl. Tafel I und III) fand Herr Prof. H. Preiswerk ein *variolitähnliches Gestein*, das er mir gütigst zur Bearbeitung überlassen hat.

Dieser «*Variolit*» weist eine gelblichgrüne, körnige Grundmasse auf, die von zahlreichen heller gefärbten, warzenähnlich herausgewitterten «*Variolen*» erfüllt ist. Die grössten «*Variolen*» sind oft etwas elliptisch gestreckt und zeigen bis zu 1 cm Durchmesser; durch Verschmelzen zweier oder mehrerer entstehen längliche, unregelmässig begrenzte Gebilde. Die Variolen können aber auch bis zu Stecknadelgrösse herabsinken. Einzelne lassen einen deutlich schaligen Aufbau erkennen; um eine *weisse, zentrale Masse* schliesst sich eine scharf begrenzte, *blaugrüne Schale*, die ihrerseits von einer schmäleren, *zeisiggrünen* umhüllt wird, die von der Grundmasse durch eine randliche, dritte *weisse Schale* abgegrenzt wird. Sie ist in einzelnen Fällen mit der Grundmasse durch allmähliche Übergänge verbunden, so dass diese nicht immer eine prägnante Trennung von den «*Variolen*» aufweist.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die *zentrale, weisse Masse* der «*Variolen*» aus einem granoblastischen Haufenwerk von grossen Plagioklasindividuen besteht. Sie sind stark bestäubt, doch reichen die fein verteilten Interpositionen (wahrscheinlich Rutilkörnchen) nicht bis an den Rand der einzelnen Individuen, die, parallel ihrer Umgrenzung, einen schmalen, einschlussfreien Saum zeigen. Die Auslöschungsschiefe $\perp a$ gegen die basalen Spaltrisse ergab als Mittel mehrerer Messungen $13,1^\circ$. Die Methode von *Becke* führte zu folgendem Ergebnisse:

$$\begin{aligned} & \parallel \text{ Stellung: } \varepsilon > \gamma'; \omega > \alpha', \\ & + \text{ Stellung: } \varepsilon > \alpha'; \omega > \gamma'. \end{aligned}$$

Der Plagioklas ist also unzweifelhaft ein *Albit*, dessen Zusammensetzung der Formel $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$ entsprechen dürfte. Die *blaugrüne Schale* setzt sich aus Chlorit und Hornblende zusammen. Der *Chlorit* ist gleich dem *Albit* stark bestäubt, das *feinschuppige* Aggregat zeigt eine gleichmässig hellgrüne Farbe, Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Der optische Charakter der Längszone ist negativ, was in Verbindung mit einer deutlichen Auslöschungsschiefe von 7° auf *Klinochlor* schliessen lässt. Im Innern der Chloritaggregate finden sich sehr häufig kleine *Hornblendenädelchen*, deren Längsrichtung durchwegs parallel der Hauptzone des Chlorits verläuft. Es handelt sich um die noch nicht chloritisierten Reste einer gemeinen, blaugrünen Hornblende, die folgendes Absorptionsschema zeigt:

$$\begin{array}{ccccc} c & > & b & > & a \\ \text{blaugrün} & & & & \text{hellgrün.} \end{array}$$

Der Winkel $c : c$ beträgt zirka 19° .

Die nächst äussere *zeisiggrüne Schale* besteht aus *Epidot*, der oft in tafeligen, nach der Basis gestreckten Individuen oder in rundlichen Körnern auftritt. Sie bilden in wirrer Anordnung einen losen Kranz in der Nähe der Peripherie der Variole. Der *Epidot* tritt hauptsächlich in Form des *Klinozoisits* auf, der sich nicht nur durch seine niedern Interferenzfarben (Gelb I. Ordnung), sondern auch hauptsächlich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Winkel der Spaltrisse nach (001) und (100) kennzeichnet.

Weniger häufig wird der höher doppelbrechende (bis Grün II. Ordnung), *eisenreiche Pistazit* nachgewiesen, der sich durch die Lage der Bisektrix im stumpfen Spaltrisswinkel einwandfrei zu erkennen gibt.

Der *weisse, periphere Rand* der Variolen wird durch kleine, buchtig ineinandergreifende Albitkörner gebildet, die bedeutend weniger Einschlüsse aufweisen als die bis zehnmal grösseren Individuen im Zentrum.

Die *Grundmasse* setzt sich aus *Epidot*, *Hornblende* und *Chlorit* als *Hauptgemengteile* zusammen; akzessorisch treten *Titanit*, *Quarz* und *Calcit* dazu. Die *Struktur* ist *granoblastisch* bis *lepidoblastisch*, die *Textur* *lentikulär*. Der quantitativ alle andern Komponenten weit überwiegende *Epidot* ist auffällig durch seine häufigen zonaren Umwachsungen eines eisenreichen *Pistazitkerns* mit eisenärmern *Klinozoisit*; seltener werden unregelmässige Durchdringungen beider Mineralien beobachtet. *Hornblende* und *Chlorit* stimmen in ihrer Ausbildung mit denjenigen in den Variolen überein.

Ein Vergleich des besprochenen Gesteines mit der eingehenden Beschreibung der Variolite von *H. Rosenbusch* (l. c., Bd. II³; S. 1280—1288) lehrt, dass die «*Grundmasse*» der meisten alpinen und ausseralpinen Variolite die *grösste Ähnlichkeit* mit der beschriebenen zeigt. Ein *wesentlicher Unterschied* gibt sich dagegen in der Ausbildung der *Variolen* kund, die nach *Rosenbusch* ausnahmslos zu den Sphärokristallen gehören. Aus den Schweizeralpen hat *C. Schmidt* (Lit. 4, S. 57) solche Variolite aus Graubünden beschrieben, deren Variolen im wesentlichen durch radial von einem Punkt ausgehende Oligoklasstrahlen gebildet werden, zwischen denen sich Augit- und Epidotkörner eingestreut finden. Ich halte es für wahrscheinlich, dass durch Rekristallisation aus solchen sphärolitischen die beschriebenen granoblastischen Variolen hervorgehen können.

Variolite mit granoblastischen Variolen sind schon früher bekannt geworden; so beschreibt *C. Schmidt* (Lit. 3, S. 66) Melaphyre vom Käpfstock, deren Mandeln aus dicht aneinanderliegenden, breiten Plagioklasen bestehen. Neuerdings sind durch *R. Staub* (Lit. 9, S. 254—255) aus der rätschen Decke in Graubünden wiederum Variolite besprochen worden, deren Variolen granoblastisch sind, ohne jede Andeutung von sphärolitischer Struktur.

b) Serpentin und Asbest.

Serpentin erscheint inmitten der Kalkphyllite, in Verbindung mit Grünschiefern, im Vispertal in vier getrennten Vorkommen.

Unterhalb Zeneggen tritt am linken Ufer der Visp die grösste Serpentinmasse oberflächlich ungefähr in der Form eines gleichschenkligen Dreiecks zutage, dessen Basis zirka 800 m lang ist und dem linken Ufer der Visp folgt vom Fuss der Felsen unterhalb Im Aesch bis westlich Warthaus. Die Spitze des Dreiecks liegt 500 m nordöstlich von Stadlen am Rande der Terrasse von Zeneggen. Die südwestliche Begrenzung des Serpentin folgt dem Fusse des Steilabsturzes dieser Terrasse, die nordöstliche Grenze verläuft über Im Eich, Eich gegen Zen Stadlen; sie tritt, im Gegensatz zur erstern, orographisch absolut nicht in Erscheinung. Das nördliche Ende der grossen Serpentinmasse zeigt eine deutliche Umbiegung (vgl. Tafel I), die sich durch eine starke Zerrüttung im Serpentin, die bis zur Breccienbildung führen kann, zu erkennen gibt. Eine ähnliche brecciöse Ausbildung wird in der flachen Serpentinlinse angetroffen, die am Abhang nördlich Zen Stadlen über Dolomit ansteht (vgl. Tafel I und III). Durch 1½ m mächtigen, massigen Albitamphibolit ist die grosse Serpentinmasse von den hangenden Kalkphylliten getrennt. Am Kontakt des Amphibolits mit den Kalkschiefern treten westlich Stadlen zahlreiche kupferkieshaltige Quarzlinsen auf. Im Liegenden des Serpentin fehlt der Amphibolit.

Weitere Vorkommen von Serpentin finden sich *südlich Warthaus* sowie *oberhalb Bitzenen*; hier findet sich am Rande der Linse ein wenig mächtiger, dichter, dunkelgrüner Chloritschiefer, der mit grossen, bis 1 cm Durchmesser aufweisenden Magnetitoktaedern gespickt ist.

Für die genauere Untersuchung des Serpentin verweise ich auf die eingehenden Arbeiten von *H. Preiswerk* (Lit. 14, S. 296—298, und Lit. 16), aus denen hervorgeht, dass die bald massigen, bald mehr schiefrigen Serpentine ihrer Hauptmasse nach aus *Antigorit* bestehen. Als Primärgesteine vermutet der Autor *Olivinfels* und untergeordnet *Wehrlit*.

Interessant sind die Serpentinorkommen des Vispertals durch ihren Asbestgehalt. Er wurde durch Ingenieur *Eggenberger* entdeckt, der im Auftrage der «Schweiz. Eternitwerke in Niederurnen» im ganzen Gebiet zahlreiche Schürfungen ausführen liess ¹⁾.

Am asbestreichsten erweist sich die Serpentinmasse unterhalb Zeneggen. Die Abbaustellen lagen hier in der Nähe des Kontaktes der Serpentinmasse gegen die hangenden Grünschiefer oder Kalkphyllite.

Der Serpentin ist vollständig dicht; er zeigt keinerlei Schieferung, dagegen wird er von einem Gewirr zahlloser, meist unregelmässig verlaufender Klüfte durchsetzt. In der Hauptsache handelt es sich anscheinend um primäre Klüftung, die durch ein System sekundärer Klüfte durchsetzt wurde, die oft eine gewisse Regelmässigkeit mit Nord-60°-Oststreichen, 70—80° Südfallen aufweisen. Als Belag beider Kluftsysteme findet sich der *Asbest*. Er bildet hier eine Lage von einigen Millimeter bis zu 10 cm Dicke. Diese Asbestadern zerlegen die ganze Serpentinmasse in grössere oder kleinere Blöcke, die sich beim Abbau oft vollständig von Asbest eingehüllt erwiesen; hin und wieder beim Zusammentritt mehrerer Klüfte kommt es zur Ausbildung von grössern Nestern, die oft einige 100 kg Asbest lieferten. Die Asbestfasern liegen der Kluftfläche in grösseren Spalten meistens parallel, stehen aber sehr oft auch in Querstellung. Die Länge der groben Faserbündel erreicht bis 35 cm; sie lassen sich schon in der Hand zu feinen, wenige Millimeter langen Fäserchen oder gar zu einem groben Pulver zerreiben. Sehr häufig beobachten wir, wie der feinfaserige Asbest in ein dichtes, weisses Gestein übergeht, das sich mit dem Fingernagel kaum ritzen lässt. Häufig enthält der Asbest Einschlüsse von Carbonaten, selten grössere Aggregate von Magnetit.

Die *mikroskopische Untersuchung* lehrt, dass sich der Asbest aus äusserst feinen Fäserchen zusammensetzt. Sie löschen bis zu 18° schief aus und zeigen optisch positiven Charakter der Längszone, ihre Farbe ist lichtgrün, Pleochroismus konnte nicht konstatiert werden. Das Mineral ist unzweifelhaft *Tremolit*. Diesen Befund bestätigt auch die Analyse einer Probe des Asbests von Im Eich. Sie wurde von Dr. *F. Hinden* im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel ausgeführt.

	Tremolit-Asbest Im Eich Anal. P. Hinden	Eisenarme Tremolit-Asbeste ²⁾ Asbest der Insel Balta	Asbest aus Serpentin von Portsoy, Schottland
SiO ₂	57,40	56,15	56,31
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,91	1,54	0,77
Fe ₂ O ₃	0,33	0,39	0,53
FeO	1,72	3,11	2,32
MnO	—	0,77	0,15
MgO	22,80	22,46	23,31
CaO	11,80	11,72	12,58
Na ₂ O	—	0,69	0,63
K ₂ O	—	0,19	0,44
H ₂ O	0,95	2,50	2,94
CO ₂	1,64	—	—
	<u>99,55</u>	<u>99,52</u>	<u>99,98</u>

Aus der Analyse des Asbestes von Im Eich geht hervor, dass es sich um einen eisenarmen Tremolit-Asbest handelt, dessen chemische Zusammensetzung mit den beiden zum Vergleich angeführten Asbest-

¹⁾ In der Zeit vom Mai 1917 bis April 1919 wurde der Asbest von Zeneggen in 6 Tagebauen (Höhe, Schrähgraben, Eich, Halde, Vispe; vgl. Tafel I) von den Schweizerischen Eternitwerken A.-G. ausgebeutet. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Ingenieur *H. Eggenberger* wurden in dieser Zeit zirka 560 Tonnen gefördert und in der Eternitfabrik in Niederurnen zu Asbestkarton für Innenverkleidung verarbeitet (vgl. auch Lit. 40, S. 224/25). Die Asbest- ebenso wie die Talkvorkommen der Umgebung von Visp sollen in einer späteren Arbeit eingehend beschrieben werden.

²⁾ *C. Doelter*, l. c., S. 606.

arten die grösste Ähnlichkeit zeigt. Nach unserer Berechnung der Analyse setzt sich der Asbest von Im Eich zusammen aus:

76 % (87 %) Tremolit ($\text{Ca} \cdot (\text{MgFe})_3 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)
11 % (13 %) Hornblende ($\text{Ca} \cdot \text{Mg}_2(\text{AlFe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)

denen beigemischt sind:

4 % Dolomit

wobei sich ein Überschuss ergibt von

9 % SiO_2

Die Untersuchungen des Asbestes durch *A. Brun* (Lit. 43, S. 217) ergaben einen Schmelzpunkt von 1245° sowie eine sehr hohe Säurebeständigkeit. Bei gewöhnlicher Temperatur lösten sich in verdünnter HCl während 48 Stunden nur 2,2 % des Asbestes. Vor dem Lötrohr schmelzen die einzelnen Fäserchen zu hellgrünem Porzellan.

Unter dem Mikroskop erkennt man auch, dass das oben (S. 115) erwähnte dichte Gestein, gleich dem Asbest, aus feinen, farblosen Hornblendenädelchen besteht. Nach der Art des Vorkommens zu schliessen, geht der Asbest aus diesem Hornblendegestein hervor. Dieser dichte Hornblendefels steht zu den Asbestfasern in einem ähnlichen Verhältnis, wie es *C. Schmidt* von Nephrit und Asbest bei Poschivao beschrieben hat (Lit. 42).

Charakteristisch für die Asbestfaser von Zeneggen, selbst wenn sie in tadelloser Reinheit, weiss und seidenglänzend, ohne die häufigen Beimengungen von Magnetit, Calcit und Talk, auftritt, ist ihre grosse Sprödigkeit. Sie äussert sich nicht nur in der sehr geringen Widerstandsfähigkeit gegen Zug, sondern auch in der erwähnten leichten Zerreibbarkeit zu Pulver. Durch letztere Eigenschaft unterscheidet sich dieser Asbest wesentlich von dem von *C. Schmidt* (Lit. 42, S. 80) beschriebenen Tremolit-Asbest von Canciano aus dem Puschlav, mit welchem er sonst gewisse Ähnlichkeit zeigt.

Die kleinern *Serpentinlinsen* südlich *Warthaus* wie diejenige von *Bitzenen* zeigen ebenfalls vereinzelte, unregelmässige Klüfte, die von einem kurzfasrigen *Tremolit-Asbest* erfüllt sind, dessen Faser aber noch brüchiger ist als diejenige des Asbestes von Zeneggen.

c) Ofenstein und Talk.

Im Vispertal sind vier Vorkommen von Ofenstein bekannt (vgl. Tafel I). Die linksseitigen, westlichen sind ebenfalls an die grosse Serpentinmasse unterhalb Zeneggen gebunden. Nordöstlich oberhalb *Eich*, zirka 1200 m hoch, findet sich inmitten des Gehängeschuttes ein alter, fast völlig verstürzter Ofensteinbruch. Das ehemals hier gebrochene *Talk-Chlorit-Breuneritgestein* tritt anscheinend linsenförmig im Serpentin auf. Dieser Ofenstein zeichnet sich durch seinen hohen Gehalt an Breunerit aus, welches Mineral in zahlreichen Adern und Schlieren das Gestein durchzieht, daneben aber auch in einzelnen bis mehrere Zentimeter grossen Individuen erscheint. Die Textur kann als verworren-schiefbrig bezeichnet werden. Bedeutende Mengen von «Ofen- oder Giltstein» sind ferner in der heute verlassenen «*Giltgrube*» südlich der «*Hohenfluh*» gebrochen worden. Nach den Angaben von *H. Gerlach* (Lit. 6, S. 89) bildete der Ofenstein auch hier eine Linse im Serpentin; sie scheint völlig ausgebeutet zu sein. Nach den noch vorhandenen Stücken im Schutt handelt es sich ebenfalls um ein *Talk-Breunerit-Chloritgestein* mit einer massigen bis verworren-schiefrigen Textur.

Ein ganz ähnliches Gestein ist im Walde östlich oberhalb *Bitzenen* am Rande der kleinen Serpentinmasse aufgeschlossen.

Ein weiteres Vorkommen von Ofenstein findet sich auf dem südlichen *Ufer des Breiterbachs* gegenüber der Lokalität *Spiss* (vgl. Tafel I und III). Es wurde schon von *H. Gerlach* erwähnt (Lit. 6, S. 89). Neuerdings hat *H. Preiswerk* die Lagerstätte in zwei Gutachten ¹⁾ näher beschrieben, die zum grössten Teil wörtlich von *H. Fehlmann* (Lit. 41, S. 197—189) veröffentlicht wurden.

¹⁾ *H. Preiswerk*, 1918:

- I. Geologischer Bericht über die Talklagerstätten im Breiterbach und bei Bitzenen oberhalb Visp, nebst Bemerkungen über die Lagerstätten von Ulrichen und Gerental im Oberwallis. Manuskript.
- II. Asbest- und Talkvorkommen im Wallis. Manuskript.

Wie Tafel I zeigt, sind den glimmerreichen, dunkeln Kalkschiefern, in die sich der Unterlauf des Riedbachs eingeschnitten hat, zwei grössere Grünschieferlager konkordant eingelagert; sie streichen entsprechend den umhüllenden Bündnerschiefern N 60—70° W und fallen zirka 25° gegen Süd-Südwesten ein. An der südlichen, Ost-West verlaufenden Schluchtwand tritt am Ausgehenden der tiefern Grünschieferlage eine Linse von *Topfstein* auf, die an der Grenze gegen das Hangende von einem alten Anbau angefahren wurde.

(Vgl. Fig. 13, S. 107.)

Hier beobachtete H. Preiswerk das im «Bergbaubuch» (Lit. 46, S. 197) veröffentlichte Profil. Als Liegendes fand sich der heute vollständig verschüttete Giltstein zirka 2 m mächtig aufgeschlossen. Es ist ein grünliches, massiges *Talk-Breuneritgestein*, das nur untergeordnet Chlorit und Magnetitidioblasten enthält.

Der Talk durchzieht in feinen Äderchen

und Linsen den Giltstein; sie werden nach oben immer grösser und zahlreicher, so dass ein allmählicher Übergang in reine, blassgrüne Talkschiefer stattfindet, deren Mächtigkeit an dieser Stelle 20 bis 30 cm beträgt. Abgesehen von Chlorit in vereinzelten dunkeln Knötchen besteht diese Schicht aus reinem Talk. Sie wird von 30 cm mächtigen, dunkelgraugrünen, feinen *Chloritschiefern* überlagert, die ihrerseits unter die Kalkschiefer einschieszen.

Gegen Westen verschwindet der Topfstein, er geht in die 3—4 m mächtigen Talkschiefer über, in denen das Stollenmundloch der neuen *Talkmine* angelegt ist. Die Aufschlüsse in dieser Mine haben ergeben, dass der Giltstein auch in südlicher Richtung, d. h. in der Fallrichtung, in Talkschiefer übergeht, dessen Mächtigkeit im Stollen bis zu 5 m beträgt. Es zeigt sich demnach, dass die nur noch wenig ausgedehnte Ofensteinlinse von einer 3—5 m mächtigen Talkhülle umgeben ist ¹⁾.

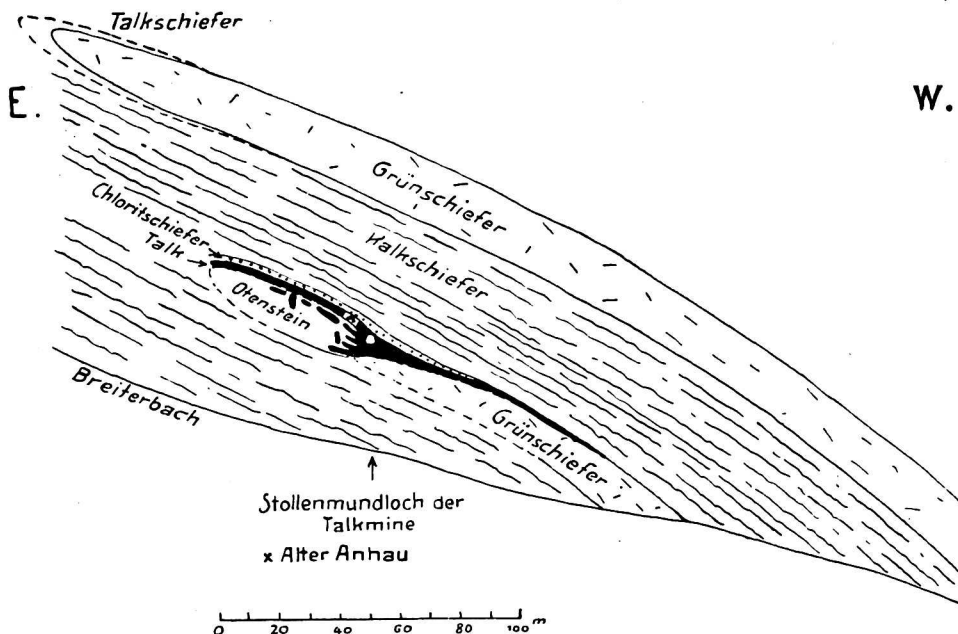


Fig. 14. Profil durch die Grünschiefer-Ofensteinlinsen im Breiterbach.

IV. Morphologie.

1. Abhängigkeit der Orographie von Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit.

Im Gegensatz zu fast sämtlichen übrigen südlichen Seitentälern der Rhone mündet das Vispertal gleichsohlig ins Haupttal. Erst 7 km oberhalb der Mündung der Visp setzt bei Ackersand eine Talstufe ein, die sich sowohl ins Saas- als auch ins Nicolaital über *Stalden* hinaus verfolgen lässt. Die Bildung dieser *Konfluenzstufe* wurde durch einen Gesteinswechsel begünstigt. Das breite, flache Flussbett unter-

¹⁾ Die Talkgrube «Breiterbach» wird ausgebeutet durch «Talcumwerke Brig». Dieser Talk fand Verwendung z. B. bei der Herstellung der neuen schweizerischen Fünffrankennoten. Eine eingehende Beschreibung der Lagerstätte ist ebenfalls für später in Aussicht genommen.

halb Stalden liegt in den weichen Kalkschiefern; während die Schluchten der vereinigten Visp sowie der Saaser- und Mattervisp in die härteren Gneise der Bernharddecke eingeschnitten sind.

Ein weiteres auffallendes Merkmal des Tales stellen die *ungleich steilen Abhänge* dar. Während der westliche Talhang, mit Ausnahme des Sackungsgebietes der «Mährenfälle» (vgl. Tafel I), durchwegs jäh in die Höhe strebt, weist die östliche Talseite überall einen sanfteren Neigungswinkel auf. Die Ursache dieser Erscheinung liegt nicht, wie *F. Nussbaum* (Lit. 30, S. 229) meint, in der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit, sondern im Gebirgsbau begründet. Die westwärts geneigten Schichten fallen auf dem östlichen Abhang talwärts und verhindern so die Anlage einer übersteilen Böschung, während sie ihre Bildung am westlichen Hang begünstigen.

Für diese Annahme sprechen folgende Tatsachen:

1. Das Talquerprofil durch Stalden zeigt eine sehr starke Unsymmetrie, obwohl beide Talseiten durch die gleichen Paragneise der Bernharddecke aufgebaut sind. Der flachere, östliche Abhang wird hier durch die grosse Sackung von Staldenried bedingt; sie soll unter D noch näher beschrieben werden.

2. Obwohl sich von der «Hohen Fluh» bis nach Visp keine wesentlichen Härteunterschiede in den die beiden Abhänge aufbauenden Gesteinen geltend machen, zeigt der östliche Hang bis kurz vor Visp ein wesentlich geringeres Gefälle als der westliche. Dagegen sind am Talausgang beide Abhänge ungefähr gleich steil; die Kalkschiefer streichen hier quer über das Tal und fallen auf beiden Seiten gegen Süden ein.

Aus vorstehendem, geht wohl deutlich hervor, dass die ursprüngliche Trogform des Vispertales in der Ausbildung der westlichen Talseite noch gut zu erkennen ist. Ich glaube, die irrtümliche Auffassung *F. Nussbaums*, der dem Tale eine weitgeöffnete V-Form zuschreibt (Lit. 30, S. 229), beruht allein auf der unglücklichen Wahl seines der Arbeit zugrundegelegten Querprofils, das vom Bonigersee durch die erwähnte Sackung der Mährenfälle nach Visperterminen verläuft (Lit. 30, Fig. 3). Das Profil ist also durch die einzige Stelle im Vispertal geführt, an der durch eine postdiluviale Sackung die unsymmetrische Entwicklung der Talhänge ausgeglichen wurde.

Der abrupte Gesteinswechsel von einer Seite des Vispertales zur andern ist sehr auffallend; dessenungeachtet zeigt die Anlage des Tales als Ganzes keinen deutlichen Zusammenhang mit der Tektonik. Es fanden sich keine Beweise für die Vermutung *H. Preiswerks* (Lit. 14, S. 306) von einer parallel zum Tal verlaufenden Verwerfung. Der rasche Wechsel einzelner Schichtglieder erklärt sich aus dem starken Axialgefälle des ganzen Faltensystems, wie auch durch Ausquetschung gewisser Gesteinskomplexe.

B. Terrassen.

Überblickt man auf der Karte oder von einem hochgelegenen Aussichtspunkte, etwa Gspon, das ganze Vispertal, so erkennt man auf beiden Talseiten deutlich die Reste mehrerer Terrassen.

Wohl die auffälligste verläuft von der Kirche von Zeneggen (1374 m) gegen Südosten hinunter nach dem Weiler Im Aesch (1023 m). Im Südwesten bildet der Abhang, der nach Breitmatten und Diebjen hinaufführt, die Grenze der «Terrasse», gegen Nordosten fällt ihr Rand mit hohen Kalkschieferabstürzen zusammen. Das überaus starke rückläufige Gefälle in Verbindung mit dem schiefen Winkel, den ihre Längsrichtung mit der Axe des Vispertales bildet, lassen diese Oberflächenform nicht als eine gewöhnliche Terrasse erscheinen. Ihre Oberfläche entspricht der Denudationsfläche, welche der Auf-lagerungsfläche der Bernharddecke mit den liegenden Kalkschiefern parallel verläuft.

Neben dieser Denudationsterrasse finden sich an den Abhängen des Vispertales die Reste dreier Terrassensysteme, die mit der Richtung des Tales parallel liegen.

Die unterste dieser Terrassen liegt auf der östlichen Talseite in einer durchschnittlichen Höhe von 900 m.

Sie trägt die Weiler Ober, Hinter und Unter Stalden, weiter talaufwärts die Häusergruppe über dem Warthaus, dann Barmühle und Staldenried. Charakteristisch für diese Terrasse ist die überaus mächtige Grundmoränenbedeckung, deren Ausmass an den hohen Erdpyramiden nördlich Staldenried erkannt werden kann und die sich teilweise bis fast zur Sohle des heutigen Tales ausdehnt. Auffal-

lenderweise fehlen auf der westlichen Talseite in der gleichen Höhe die Reste einer entsprechenden Terrassierung.

Die *nächst höher gelegene Terrasse* wird auf dem rechten Abhang des Vispertales durch die Absätze von Aareggen, 1470 m, der Hanschalp, 1547 m, Ried, 1430 m, und bei Visperterminen durch Unter Biel, 1456 m, sowie Gersteren, 1442 m, gebildet. Eventuell gehört auch der ca. 100 m höher gelegene prägnante Absatz von Riedji, in das gleiche System. Die entsprechenden Terrassenreste sind auf dem gegenüberliegenden Talhang: Törbel, 1491 m, Burgen, 1436 m, Unter Biel, 1446 m, Zeneggen, 1451 m, sowie Unter Hellelen, 1500 m. Auch diese Terrassenflächen sind zum grössten Teil mit Moräne bedeckt. Bei Riedji sowie in der Umgebung von Zeneggen zeigen Gabbrogesteine des Allalingerbietes unzweifelhaft die Herkunft des ehemaligen Eisstromes an; bei Törbel und Burgen übernehmen Gesteine der Arollaserie diese Rolle.

Ganz besonders deutlich sind auf beiden Talseiten die *Reste der obersten Terrassen*. Ich rechne auf der Ostseite die schmalen Terrassen von Ober Sädeliti, 2100 m, und Scheidboden, 2093 m, dazu. Das Äquivalent im Westen bildet die weitausgedehnte Terrasse, welche den Bonigersee trägt und eine durchschnittliche Höhe von 2100 m aufweist. Hier finden sich unmittelbar nördlich des Sees typische Rundhöcker; einer von ihnen trägt einen mächtigen erratischen Block Arollagneises.

Das Auftreten dieser *drei Terrassensysteme* wurde von mehreren Forschern übereinstimmend festgestellt (vgl. *Penk* und *Brückner*, Lit. 25, S. 610; *H. Hess*, Lit. 19, S. 321—336; *F. Nussbaum*, Lit. 30, S. 230). Uneinig sind diese Autoren dagegen in der Deutung ihrer Entstehung. *Penk* und *Brückner* sehen im Vispertal die Reste von zwei alten Talböden, *H. Hess* rekonstruiert dagegen vier ineinandergeschachtelte Tröge, und *F. Nussbaum* erklärt die Terrassen als Einkerbungen an den Talhängen, welche durch die von den Hauptgletschern auf die Seite gedrängten Saas- resp. Vispgletscher geschaffen wurden.

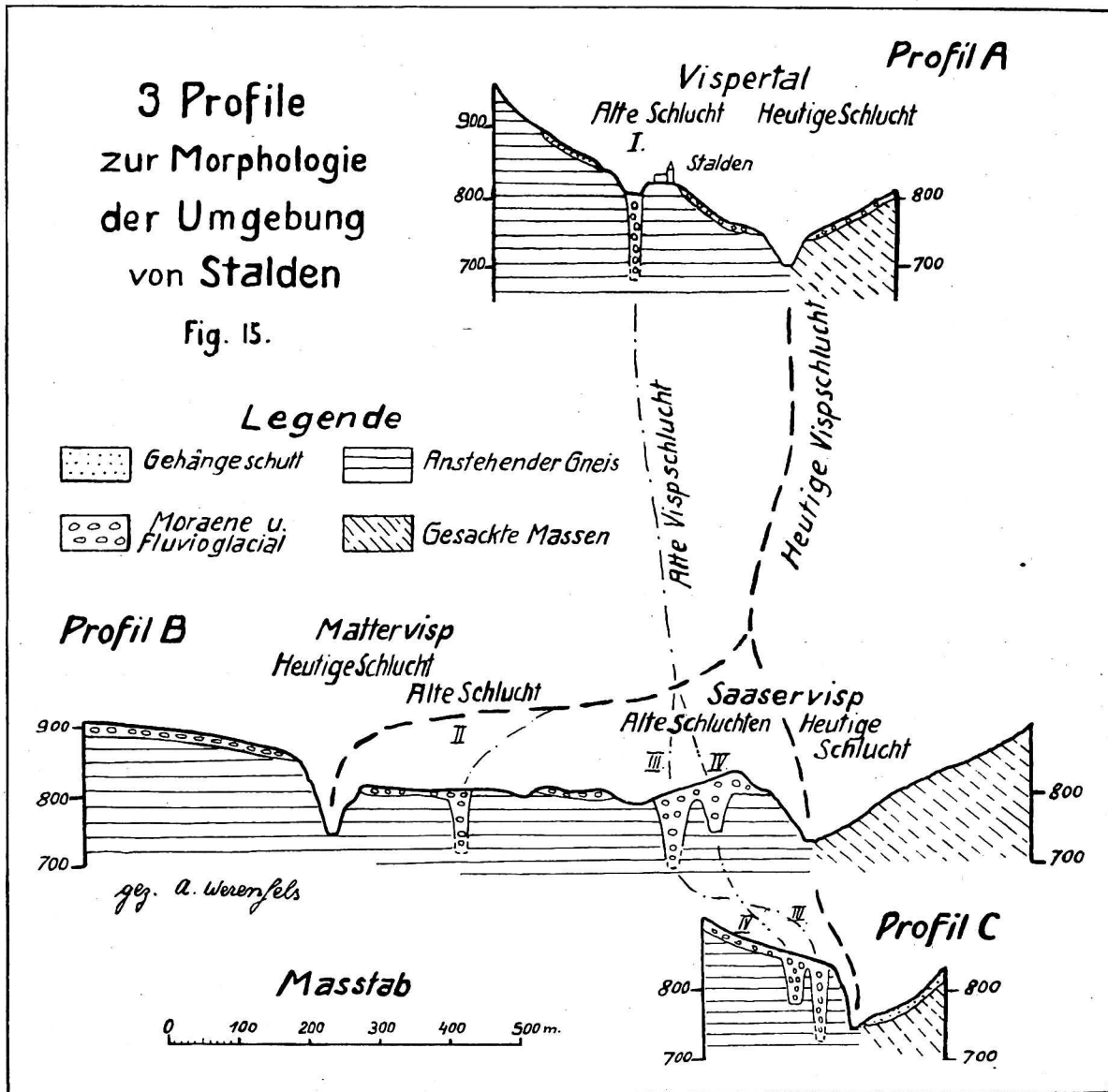
C. Alte Flussläufe.

An der Biegung des Weges unmittelbar unter der Kirche von Stalden fällt dem Beobachter eine zirka 4—5 m breite Kluft auf; deren geglättete, mit Strudellöchern versehenen Wände mit Sicherheit eine alte Schlucht erkennen lassen. Sie kann bis westlich hinter die Kirche verfolgt werden, wo sie unter der Moräne verschwindet. In der südlichen Fortsetzung dieser alten Vispschlucht (I auf Tafel I) fällt eine ungefähr 15 m breite Rinne auf, die sich wenig oberhalb der Brücke ins Saastal hinunter zur Visp zieht. Die typischen Strudellöcher lassen auch hier die alte Erosionsrinne erkennen, die sicher mindestens so tief wie die heutige Schlucht eingeschnitten war, da sich bis zum Niveau des Flusses nur Moränen- und Gehängeschutt in dieser alten Vispklamm finden. Von dieser Abzweigungsstelle der Klamm I bis hinunter zur neuen Vispbrücke bei Ackersand ist von links nirgends die Einmündung einer alten Schlucht festzustellen; sie vereinigte sich unzweifelhaft erst unterhalb dieser Brücke mit dem heutigen Flussbett. (Vgl. Tafel I und Fig. 15, S. 120.)

Das fast rechtwinklige Auftreten der obren Abzweigung der Schlucht I auf die bestehende Mattervispschlucht veranlassen unwillkürlich auf dem jenseitigen Ufer nach einer Fortsetzung Ausschau zu halten. In der Tat gelingt es dort leicht, in einer wenige Meter breiten Rinne auf Moränenmaterial zur Visp hinunterzusteigen. Hier macht man die überraschende Beobachtung, dass sich, nur durch eine zirka 7 m breite Felsmauer von der ersten Rinne geschieden, nördlich davon eine zweite zum Fluss hinuntersenkt. Diese letztere (IV auf Fig. 15 und Tafel I) ist gleichfalls mit Moräne erfüllt, im Gegensatz zur Schlucht III liegt ihre Sohle aber 5 m über dem Niveau der Mattervisps. Nach den obren Einläufen dieser beiden alten Klamm III und IV wurden die bestehenden Schluchten der Matter- und Saaservisps abgesucht.

Auf dem rechten Ufer der Mattervisps findet sich zirka 400 m südwestlich der beschriebenen Stelle die Mündung einer alten Erosionsrinne, die aber nur als untere Ausmündung einer solchen in die bestehende Schlucht gedeutet werden kann. Die obere Abzweigung von der Mattervisps, dieser auf Tafel I und Fig. 15 mit II bezeichneter Klamm, ist problematisch, sie wird zirka 500 m nördlich Hohlerch vermutet, wo sich im Moränenschutt eine ausgedehnte Rutschung nach der bestehenden Schlucht hinunter zeigt, welche wohl durch die an dieser Stelle fehlende Felsunterlage verursacht wird.

Die Eingänge der beiden Schluchten III und IV wurden dagegen im Saastal $\frac{1}{2}$ km oberhalb der Vereinigung beider Vispen entdeckt. Sonderbarerweise sind auch hier beide Einmündungen nur durch eine wenige Meter breite Scheidewand getrennt. In der südlichen Rinne (IV, Profil C, Fig. 15) gelangt es, bis zur Saaservisp hinunterzusteigen; ihre Sohle liegt aber zirka 30 m über dem Flussniveau, im Gegensatz zur nördlichen Klamm, die bis hinunter zur Visp nur Moränenschutt erkennen lässt. Aus den



vorstehenden Beobachtungen ergibt sich wohl unzweifelhaft, dass es sich bei den Schluchten III und IV um alte Erosionsrinnen der Saaservisp handelt, die sich im Sporn zwischen dem Nicolai- und dem Saastal irgendwo kreuzen müssen (vgl. Fig. 15, Profil B und C, sowie Tafel I).

Meine Untersuchungen zeigen also deutlich, dass die *heutigen Schluchten in der Umgebung von Stalden* zum grössten Teil *epigenetischer Entstehung* sind.

D. Sackungen und Bergstürze.

Hier muss vor allem die grosse *Gneissackung* von Staldenried erwähnt werden, die von Prof. A. Buxtorf entdeckt und in einem Gutachten ¹⁾ eingehend beschrieben wurde.

¹⁾ Prof. A. Buxtorf. Bericht über die geologischen Verhältnisse des Zuleitungstollens des Saaservisp. 11. Juni 1915.

Die Begrenzung dieser Sackungsmasse zeigt Tafel I. Ihre nördliche Peripherie fällt mit dem ost-westgerichteten Tal des Rohrbachs zusammen; gegen Westen bildet die Visp die Grenze. Im Südosten ist der Abrissrand noch zu erkennen, der vorhandenen Klüften im Gneis gefolgt ist. Die hohen Felswände nördlich Gspon entsprechen dem stehengebliebenen, intakten Felsen, die Depression zwischen Gspon und Riedji der durch die Sackung erzeugten Nische. Die gesackte Masse selbst verbreitet sich nach Westen und bildet, oft bauchig vorspringend, das wenig steile Gehänge, auf dem Staldenried liegt. Der Beweis, dass für den umschriebenen Komplex von Staldenried wirklich eine Sackung vorliegt, ergibt sich aus dem durchgehenden nord-südlichen Streichen und flachem Bergwärtseinfallen des Gneises in den von Moräne entblösten Felsköpfen im Sackungsgebiet. Diese Lagerungsverhältnisse stehen im Gegensatz zum ost-westlichen Streichen und südlichen Einfallen der Schichten in den intakten Gneisfelsen von Gspon sowohl als in den Kalkschiefern nördlich des Rohrbachs. Die Ursache dieser Sackung liegt wohl in dem ursprünglich übersteilen Talhang, an dem sich in einer Interglazialzeit oder auch postglazial die den Abhang bildende Gneismasse längs einer Kluft unterhalb Gspon löste und auf ihrer Unterlage, den als Schmiermittel funktionierenden graphitischen Schiefern, ganz allmählich, ohne den Schichtverband aufzugeben, zur Visp hinunterglitt. Dabei vollführte die ganze Masse, auf der Karte betrachtet, eine Bewegung im entgegengesetzten Sinne der Uhrzeigerdrehung, wobei sich die obersten östlichsten Partien der Sackungsmasse zirka 300 m gesenkt haben mögen. Während diese Bewegung im grossen und ganzen zur Ruhe gekommen ist, gleitet eine sekundäre Rutschung, zum Teil eine Art Bergschliff, längs des Rohrbaches im oberen Teil der Sackungsmasse noch immer zu Tal, wie die vollständige Zerstörung des mehrfach erwähnten Zuleitungstollens an dieser Stelle im Laufe von 13 Jahren beweist.

Eine *zweite grosse Sackungsmasse* befindet sich zwischen der Neuen Brücke und Im Aesch im Gebiete der sogenannten *Mährenfälle* (vgl. Tafel I). Der Abrissrand der gesackten Massen verläuft entlang dem halbkreisförmigen Felsabsturz, der sich von Im Aesch gegen Unterfluh zieht. Die unterhalb diesem Absturz zu beobachtenden Gneisköpfe sind alle stark gelockert, zudem weist das ganze Gebiet bis hinunter zur Visp die eigentümlich bauchig vorspringenden Formen auf, wie sie auch die Sackungsmasse von Staldenried auszeichnen. Die Sackung der Mährenfälle wurde anscheinend durch das Unterschneiden des Abhanges durch eine alte Visp verursacht, deren Bett dann durch die gesackten Massen verschüttet wurde. Es entstand bei Neu-Brücke ein neuer, weiter östlich gelegener Visplauf, dessen Jugendlichkeit sich aus dem engen, in Kalkschiefer eingeschnittenen Bett ergibt. Die Tatsache, dass sich oberhalb der Neuen Brücke keine Anzeichen für einen ehemaligen See finden, zeigt, dass sich die Sackungsbewegung auch hier langsam vollzogen haben muss. Im Gegensatz zu Staldenried findet sich bei der Mährenfälle keine Moräne auf den gesackten Massen, es handelt sich hier jedenfalls um eine *postglaziale Bewegung*, der *nachträglich* ein grösserer *Bergsturz* folgte, der gleichfalls von der erwähnten halbkreisförmigen Felswand losgebrochen ist.

Weitere *kleinere Bergstürze* ereigneten sich im Vispertal, ebenfalls in postglazialer Zeit, an folgenden Orten:

Südlich oberhalb *Im Eich* stürzte aus der hohen Kalkschieferwand eine beträchtliche Gesteinsmasse zu Tal.

Westlich Unter Biel und *Im Gestein* lösten sich grössere Massen von Triasquarzit und verursachten kleinere Bergstürze.

Endlich findet sich ein grösseres Bergsturztrümmerfeld auf dem *Hohbord* unterhalb *Törbel*. Die Gneismassen stürzten hier nach den Aussagen der Bewohner am Anfange des letzten Jahrhunderts von der «Fluh» hinunter.

V. Zusammenfassung.

Im Vispertal sind die *Sericitalbitschiefer* und -gneise der Bernharddecke nicht nur am Rande gegen die mesozoischen Schichten von *graphitführenden, kristallinen Schiefern* begleitet, sondern diese treten auch inmitten der Casannaschiefer der Decke auf. Die graphit- und anthrazitführenden Quarzitphyllite und Gneise der Region Vispertal-Simplon stehen nicht in direktem Zusammenhang mit dem als mittleres Westphalien bis unteres Stephanien sichergestellten Carbon von *Turtmann*; die Deutung des carbonischen Alters dieser graphitischen Schiefer ist unsicher; sie stützt sich auf den beträchtlichen Kohlenstoffgehalt und ihre ausgedehnte Verbreitung. Der Kohlenstoff ist hauptsächlich als *Graphit* speziell in der Form des Graphitits vorhanden, nur ganz untergeordnet tritt er auch als Anthrazit auf. Der durchschnittliche Gehalt an kohligter Substanz beträgt 9,6 %; er steigt im Anthrazit von Gspon auf 56,7 %. Die mehrfach einwandfrei konstatierten vertikalen Übergänge der carbonischen Phyllite und Gneise zu den Casannaschiefern weisen auch auf ein carbonisches Alter der letztern hin. Man kann dementsprechend die gesamten kristallinen Schiefer der Bernharddecke im Vispertal nach *P. Termier* zur «série cristallophyllienne B» stellen, wobei allerdings betont werden muss, dass sich hier für die Zugehörigkeit permischer und triassischer Sedimente zu dieser Serie von Paragneisen keine Anhaltspunkte finden.

Dynamometamorphe, rosa gefärbte, permische Konglomerate treten nur in Verbindung mit dem Quarzit der untern Trias westlich des Vispertals auf. Im Gebiet des Tales selbst fehlen sie, wie auch die triassischen Quarzite stark zurücktreten. Die kalkige, obere Trias erscheint nur am Rande des zur Monte Leone-Ofenhorndecke gehörenden Gantergneises rings um das Gebirge in bedeutenden Massen.

Die *Bündnerschiefer* des Vispertals sind in penninischer Facies entwickelt. Sie enthalten auch graphitreichere Lagen. Ihre basalen Horizonte, meist dichte, oft marmorisierte Kalke, sind anscheinend ebenfalls triassischen Alters. Sie sind durch ausgedehnte Lager tuffoider Grünschiefer charakterisiert; bei der Lokalität Spiss zeigen diese Variolitbildung. — Auch die höhern mesozoischen Sedimente sind reich an Einlagerungen ophiolitischer Gesteine. In genetischer Hinsicht interessant ist darin südlich des Schlüsselackers eine Grünschieferlinse, die im Zentrum typische Reste ophitischer Struktur und am Rande Anzeichen endomorpher Kontaktbildungen aufweist. Neben Grünschieferlinsen treten auch solche von Serpentin auf, von denen sich das grosse Lager unterhalb Zeneggens durch seinen Reichtum an nicht spinnbarem Tremolit-Asbest auszeichnet. Die *tektonischen Verhältnisse* sind aus der Profiltafel (Tafel II) zu erkennen.

Literaturverzeichnis.

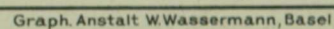
1869. 1. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz, mit 1 Karte. 1 : 200,000.
Neue Denkschriften der allgemeinen schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Bd. XXIII. H. Georg, Genf und Basel. Abgedruckt in den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz, Lief. XXVII ohne die Karte 1 : 200,000. J. Dalp, Bern 1883.
1871. 2. *H. Gerlach*. Das südwestliche Wallis. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. IX.
1887. 3. *C. Schmidt*. Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizeralpen. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrgang 1887. Bd. I.
1891. 4. *C. Schmidt*. Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. Anhang zur XXV. Lieferung der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.
1891. 5. *P. Termier*. Etude sur la construction géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). — Bull. Serv. carte géol. de France. T. II. N° 20.
1894. 6. *M. Bertrand*. Etudes dans les Alpes françaises. Bull. soc. géol. de France, 3° série, tome XXII, année 1894, Paris, séance du 22 janvier 1894.
1895. 7. *S. Franchi* et *V. Novarese*. Appunti geologici et petrografici sui dintorni di Pinerolo. Boll. R. Com. Geol. XXVI.
1896. 8. *C. Haug*. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. de France. 1896.
1896. 9. *V. Novarese*. Rilavamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpe Cozic). — Boll. R. Com. Geol. XXVII. 1896.
1898. 10. *V. Novarese*. I Giacimenti di Grafite delle Alpe Cozic. — Boll. R. Com. Geol. XXIX. 1898 (con cartina).
1901. 11. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inauguraldissertation. Basel.
1901. 12. *P. Termier*. Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. — Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Tome 133. Paris.
1903. 13. *N. Pellati*. Studio Geologico-Minerario sui Giacimenti di Antracite delle Alpi occidentali Italiane. — Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia. Volume XII. Roma.
1903. 14. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel. Bd. 15, H. 2.
1903. 15. *P. Termier*. Les Montagnes entre Briançon et Vallouise. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1903.
1907. 16. *H. Preiswerk*. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. I. Teil. — Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXVI.
1907. 17. *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — Eclog. geol. Helv. vol. IX.
1907. 18. *C. Schmidt*, *H. Preiswerk* und *A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1 : 50,000 mit Erläuterungen von C. Schmidt und H. Preiswerk. Herausgegeben von der geolog. Kommission der Schweiz. naturf. Ges., Nr. 6.
1908. 19. *H. Hess*. Alte Talböden im Rhonegebiet, pag. 321—361. — Zeitschrift für Gletscherkunde, II. Bd. 1908.

1908. 20. *Reale Ufficio Geologico*. Carta geologica delle Alpi occidentali. Dedotta dai Rilevamenti eseguiti dagli Ingegneri del R. Corpo delle Miniere, dal 1888 al 1906 essendo direttori del Servizio geologico F. Giordana († 1892) e N. Pellati († 1907) Roma. Scala di 1 : 400,000.
1908. 21. *Em. Argand*. Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1 : 50,000. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXIII, carte spéciale n° 52. Publiée par la Commission géologique Suisse.
1908. 22. *W. Kilian, J. Révil*. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mémoires pour servir à l'exploitation de la carte géologique détaillée de la France. Tome I et II. Paris 1908.
1909. 23. *E. Argand*. L'Exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Géographie physique, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. Bulletin n° 14.
1909. 24. *Emile Haug*. Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Tome CXLVIII. Paris.
1909. 25. *A. Penk und E. Brückner*. Die Alpen im Eiszeitalter. Zweiter Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen. — Ch. H. Tauchnitz. Leipzig 1909.
1909. 26. *H. Schardt*. Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais. — Bulletin de la Société Murithienne des Sciences naturelles du Valais. Tome XXXV, 1908.
1910. 27. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXXI. Berne 1911.
1911. 28. *E. Argand*. Sur la limite des deux séries cristallo-phylliennes compréhensives des Alpes occidentales. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences naturelles. Séance du 5 juillet 1911.
1911. 29. *B. G. Escher*. Über die prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Dissertation, Zürich. Amsterdam 1911.
1911. 30. *F. Nussbaum*. Die Tal- und Bergformen des Vispergebietes. — Jahrbuch des S. A. C., XLVI, 1910.
1912. 31. *E. Argand*. Les Nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essais de carte structurale, 1 : 500 000, avec 3 pl. de profile. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, nouv. Série. Livr. XXVII, carte spéciale n° 64. Publiés par la Commission géologique Suisse.
1912. 32. *A. Rothpletz*. Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 64, Jahrg. 1912. Monatsbericht Nr. 4.
1912. 33. *E. Argand*. Observations sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. — Eclog. geol. Helv., vol. XI, n° 6.
1913. 34. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. — Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft. Basel, Bd. XXIV.
1914. 35. *A. Rothpletz*. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 66, Jahrg. 1914, Abhandl. Heft 1/2.
1914. 36. *H. Preiswerk*. Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. — Ecl. geol. Helv., vol. XIII, n° 2.
1915. 37. *Rudolf Staub*. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiet. — Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Jahrg. 60, 1915.
1916. 38. *E. Argand*. Sur l'arc des Alpes occidentales. — Ecl. geol. Helv., Bd. XIV, n° 1.
1916. 39. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, Bd. 5. Jena 1916.
1917. 40. *L. Milch*, in Breslau. Über Adinole und Adinolschiefer des Harzes. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, 1917. Berlin 1918.
1917. 41. *Max Gonsalves*. Der Simplontunnel. — Eine petrographische Studie. — Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 69, pag. 487—517.

1917. 42. *C. Schmidt*. Asbest und Nephrit von Poschiavo in Graubünden. — Zeitschrift für praktische Geologie, Heft 5, 1917.
1918. 43. *M. Lugeon*. Sur quelques charbons d'âge non carbonière de la vallée du Rhône valaisan. — Procès-verbaux de la Société vaudoise des sciences nat. Séance du 20 février 1918.
1919. 44. *A. Buxtorf*. Aus der Talgeschichte der Via Mala. — „Heim-Festschrift“. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, 1919.
1919. 45. *Albert Heim*. Geologie der Schweiz. — Bd. I und Bd. II bis und mit Heft 4. — Leipzig 1919. Chr. H. Tauchnitz.
1919. 46. *H. Fehlmann*. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. — Kümmerly und Frey, Bern 1919.
1920. 47. *Rudolf Staub*. Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. — Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich, Bd. LXV.
1920. 48. *C. Schmidt*. Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1 : 500,000. — I. Charbons-Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux, II. Sels, III. Minéraux. — Matériaux pour la Géologie de la Suisse publiés aux frais de la Confédération par la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles. A. Franke, Bern.

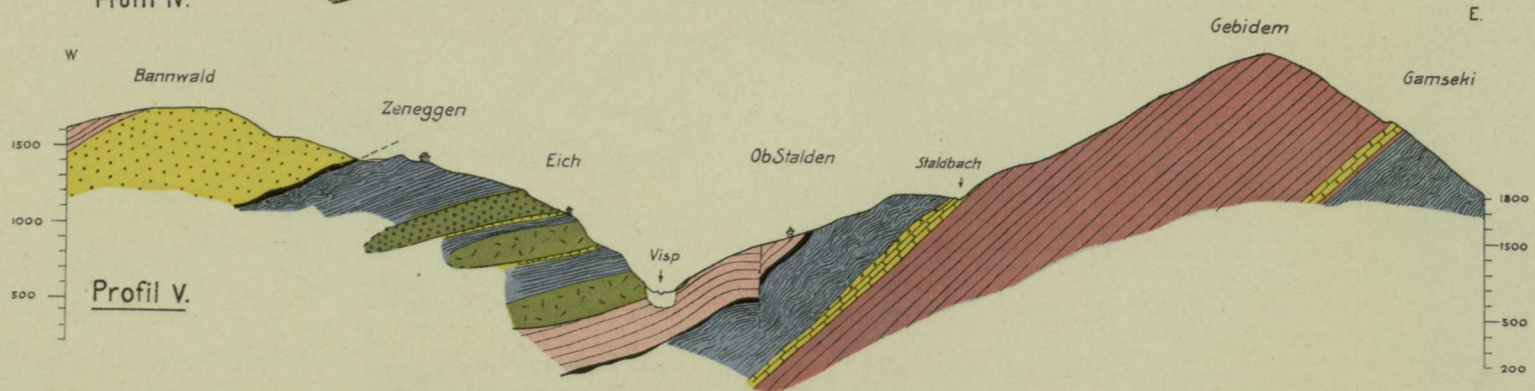
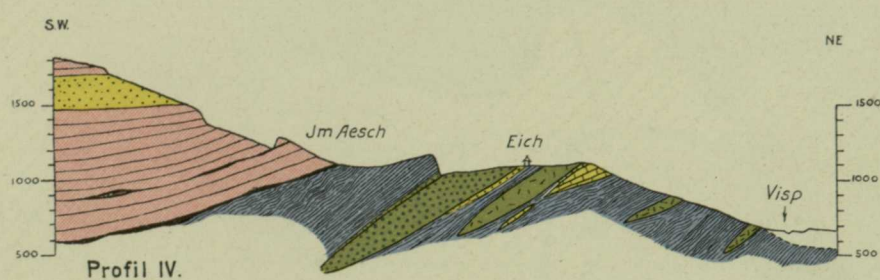
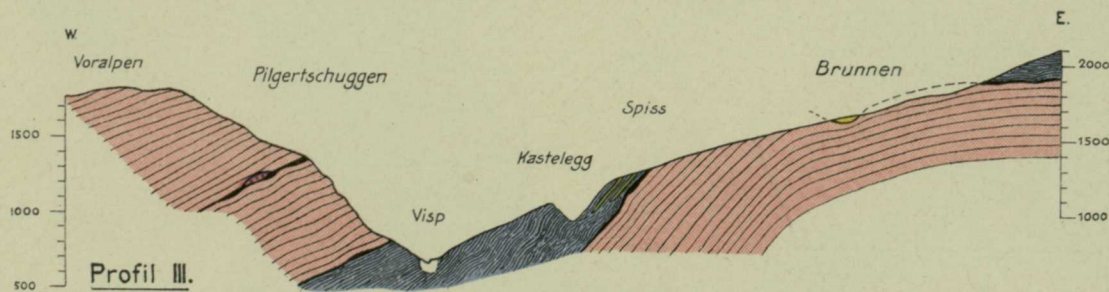
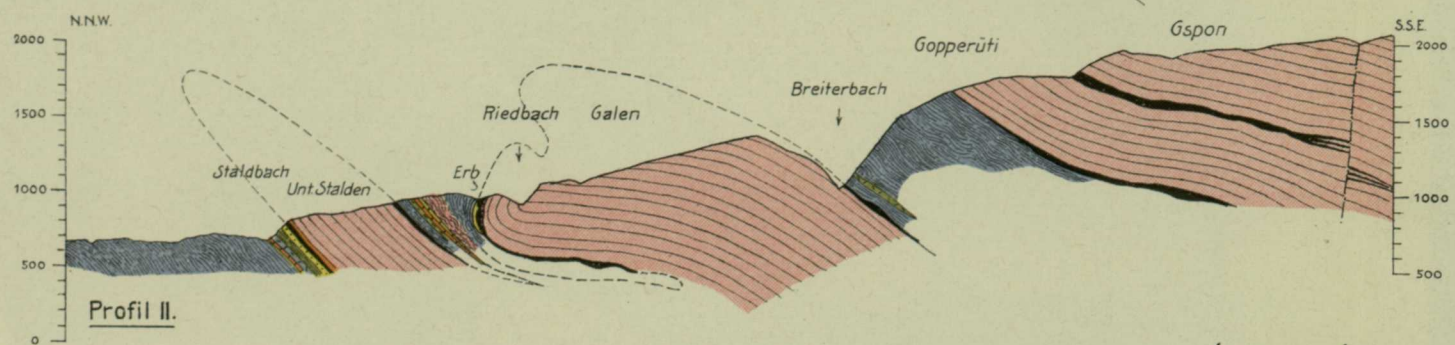
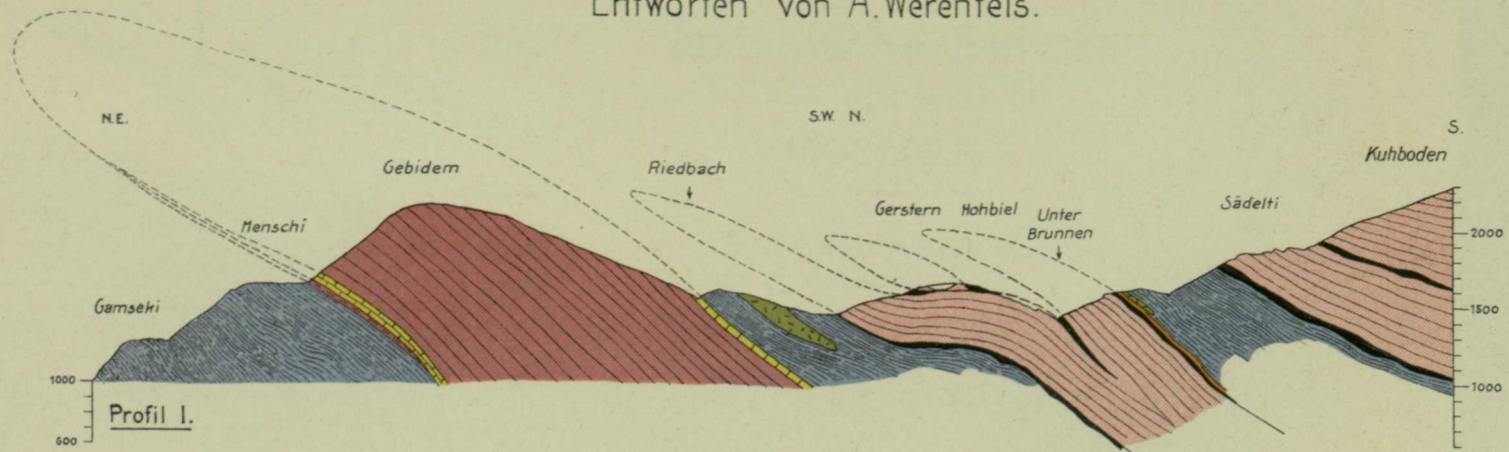


Aufgenommen von A Werenfels, Basel.



Profile durch das Vispertal.

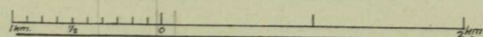
Entworfen von A. Werenfels.



Legende:

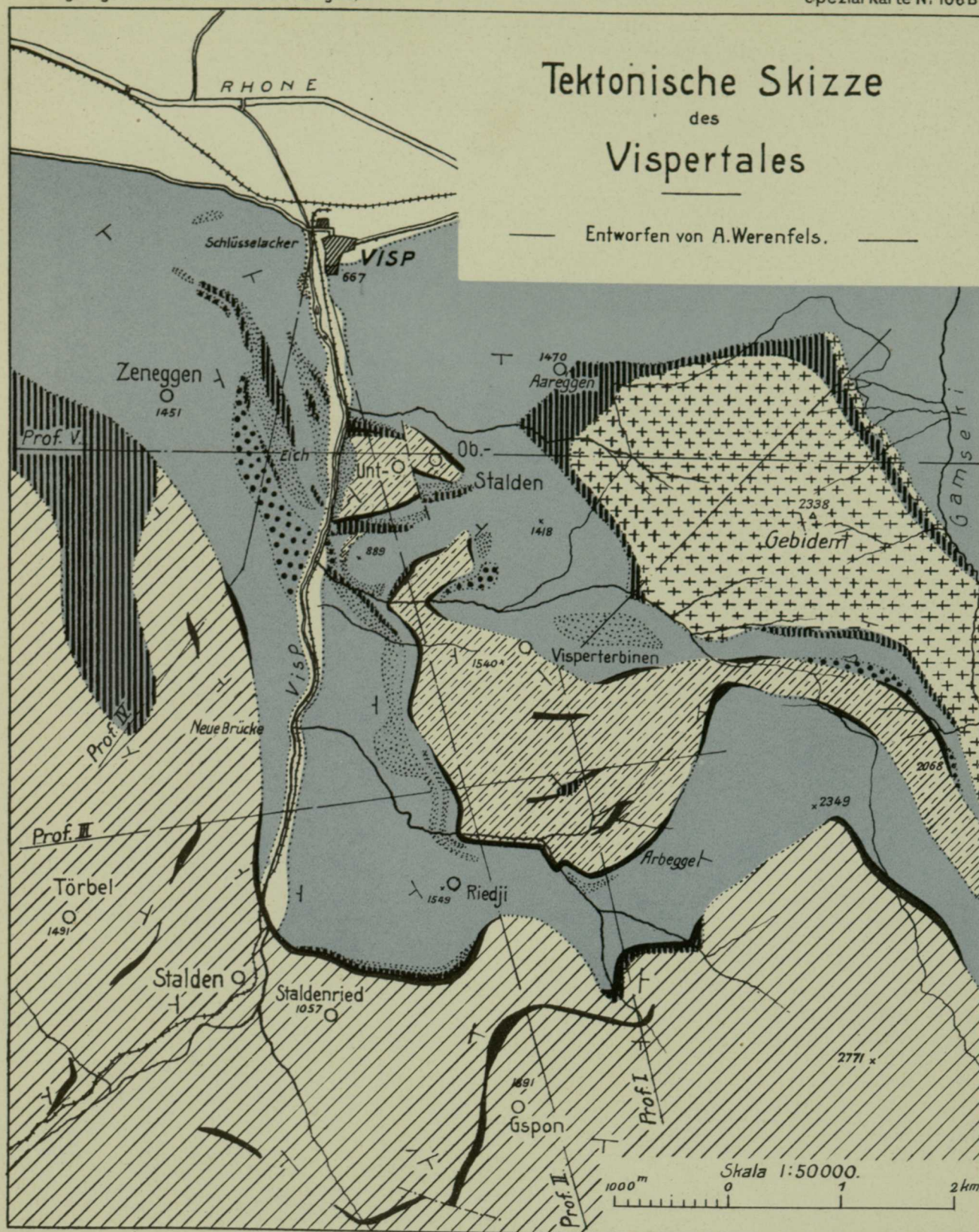
- Quartär
 - Kalkschiefer
 - Grünschiefer
 - Serpentin
 - Marmor
 - Gips
 - Dolomit
 - Quarzit
 - Gneiss der Bernhardzone
 - Amphibolite " "
 - graphitische Schiefer
 - Gneiss des Gebidem
- TRIAS
- CARBON

Masstab 1: 50.000



Tektonische Skizze des Vispertales

Entworfen von A. Werenfels.



Graph. Anstalt W. Wassermann, Basel

Legende:

- Talboden
 - Kalkschiefer
 - Grünschiefer
 - Serpentin
- } Jura

- Marmor, Dolomit, Gyps & Quarzit der Trias
- Graphit & Anthrazit = führende Schiefer d. Carbon

- Kristalline Schiefer der Bernhardecke
- Löffel v. Visperterbinen
- Gantergneis der Leonedecke

